



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TECTÓNICA ACTIVA EN EL BORDE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA
PRINCIPAL DE CHILE CENTRAL (29°-36°S)

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCION GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JOSÉ NICOLÁS ESTAY HERRERA

PROFESORA GUÍA:
LUISA PINTO LINCOÑIR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
GABRIEL VARGAS EASTON
GERMÁN AGUILAR MARTORELL
MARÍA PÍA RODRÍGUEZ MONTECINOS

SANTIAGO DE CHILE
2019

**RESUMEN DE LA TESIS Y MEMORIA PARA
OPTAR AL GRADO DE:** Magíster en ciencias,
mención Geología, **Y AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: José Nicolás Estay Herrera
FECHA: 23/04/2019
PROF. GUÍA: Luisa Pinto Lincoñir

**TECTÓNICA ACTIVA EN EL BORDE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA
PRINCIPAL DE CHILE CENTRAL (29°-36°S)**

Considerando que la topografía de la Tierra es moldeada por la tectónica y el clima, se investiga el rol que jugaron en la configuración topográfica de los Andes de Chile central (la vertiente occidental de los Andes entre los 29°S y 36°S). El objetivo principal de esta tesis es establecer la distribución espacial y tipos de señales tectónicas contenidas como (1) respuesta erosional a gran escala en la topografía de los Andes de Chile central y (2) marcadores geomorfológicos de deformación cuaternaria en el borde occidental de la Cordillera Principal (CP) entre los 32°S y 33°S.

El análisis morfométrico de los Andes de Chile central contempló el cálculo de los parámetros de pendiente y relieve local, índices de concavidad, empinamiento de canal normalizado (k_{sn}) y Chi de las redes de drenaje, en todo el paisaje. Este análisis mostró la existencia de cuatro transiciones fisiográficas (TF) mayores que separan dominios morfológicos de características singulares. Enfocándose sobre tres: (1) la TF₂ es la discontinuidad topográfica que marca el límite entre la Cordillera de la Costa (CC) y CP a lo largo de todo los Andes de Chile central, (2) la TF₃ se extiende con claridad en la CP al norte de los ~32°S, siguiendo la cota de los ~3000 m s.n.m. (3) la TF₄ se desarrolla hacia el sur de los ~32°S, marcando el límite occidental del paisaje escarpado y de alto relieve ubicado hacia el interior de la CP.

La discusión cuidadosa de las posibles influencias que la precipitación, la carga de sedimentos y la resistencia de roca pueden tener en la topografía observada, muestra que, a gran escala, hay escasas o débiles correlaciones entre las variaciones topográficas y estos factores. De esta forma, se interpreta que las diversas anomalías y diferencias topográficas de gran escala son producto de variaciones en las historias de alzamiento de roca pasado o activo. La TF₃ se interpreta como una onda de erosión retrógrada producto del último episodio de alzamiento de la CP, durante el Mioceno Temprano a Medio, la cual ha sido potenciada por la erosión glacial. La TF₂ corresponde a la expresión topográfica de una discontinuidad estructural mayor de la corteza continental. Finalmente, la TF₄ se interpreta como el límite occidental de una zona con importante erosión glacial desarrollada en un contexto de alzamiento de roca activo.

El análisis geomorfológico del borde occidental de la CP (32°-33°S) consistió en el mapeo y la caracterización de los depósitos superficiales cuaternarios y fallas geológicas que los deforman o controlan su aparición. Se evidenciaron diversas fallas activas a lo largo de la traza del Sistema de Fallas Pucuro (SFP), con un predominio claro de movimientos inversos vergentes al oeste y, en menor medida, oblicuos de tipo transcurrente dextral e inverso vergente al oeste. Además, se constató que la distribución de megadeslizamientos es consistente con el efecto del bloque colgante al este del SFP. Finalmente, se discute la posibilidad que diferentes segmentos de fallas activas, a lo largo del SFP, puedan activarse dinámicamente durante un mismo evento sísmico.

Diferentes anomalías geológicas y geomorfológicas latitudinales, destacando las relaciones funcionales entre el k_{sn} y las tasas de erosión, sugieren que los Andes de Chile central, y particularmente la CP, corresponde a un flanco orogénico inactivo y activo, al norte y sur de los ~32°S, respectivamente. Se especula que el retroceso del frente de deformación de la CP al sur ~32°S, desde la TF₂ hacia el SFP, en conjunto con diversas coincidencias espaciales de anomalías geológicas de primer orden, son producto de la tectónica activa sostenida e impulsada últimamente por la variabilidad climática.

*¿quién más que tú merece el cielo
para sembrarlo entero?*

— Gervasio

Agradecimientos

Agradezco a mi padres: Marcela y Domingo, la mezcla perfecta entre orden y desorden que me ha hecho ser quien soy. Por tomar como misión que yo y mis hermanos estudiáramos. Ahora que llevo ~ 23 años haciéndolo, quiero darles las gracias y decirles, en buen chileno, que se sosieguen. Gracias por amarme tal cual soy, siendo la oveja negra de un rebaño demasiado blanco.

A mis hermanos, especialmente al Marcelo, por promediar para arriba, servirme de ejemplo, y por pagarme el magíster. Añoro en mi corazón nuestras travesuras y peleas cuando niños. A la Mami Mery (siempre mami, nunca abuela) que cocina las más sabrosas preparaciones, de 4 sellos, clásicas del campo chileno y con la que comparto ese socialismo visceral inexplicable. A mi padrino, por ser mi chofer de mudanzas y encargado de telecomunicaciones, al tío Joselo por hacer los pitutos y recibirme en su casa calameña durante las prácticas. A mis numerosas primas y escasos primos, por las cicatrices de niños, las guindas, los paco-ladrón, bicis, chayas y manguereos en el patio verde.

Agradezco a mi profesora guía, Luisa Pinto, porque personas como ella en la academia, faltan. Por estar presente siempre para ir a terreno, financiar insumos de esta investigación, resolver dudas y discutir sobre mis pequeños descubrimientos, incluso cuando estuvo en el MIT (donde le mostró mi trabajo a T. Perron y S. Willett, que es lo más cerca que he estado de pesos pesados). Por confiar en mí, mis capacidades y mi propuesta de hacer una tesis *light* de costos económicos, pero poderosa. También por seguirme en mi afán de querer estudiar la zona de donde soy oriundo, Putaendo y sus alrededores. Afán que, en el transcurso de 3 años, ha tenido como frutos: mi tesis, la de Lara, un par de memorias, y un montón de terrenos de cursos de la U. Gracias por acompañarme, todo este tiempo he sido muy feliz.

A los profesores de mi comisión: G. Vargas, G. Aguilar y M. Rodríguez, gracias por las correcciones constructivas de este trabajo. A S. Sepúlveda por prestarme su dron en lo que sería su última misión. A G. Vargas por enseñarme a muestrear OSL (se viene la publicación). A profes inspiradores como R. Charrier, L. Aguirre, A. Lahsen y A. Rubilar, este último por aguantar mis irresponsabilidades en $\sim 2,5$ años de auxiliar de estrati-paleo. A la Blanca, por ser la secretaria más simpática y diligente del mundo. A la sra. Mariela por alegrarse con mis hitos en esta tesis y ser cliente de mi negocio de huevos de campo. A la Rosita, Quilo, Juan y Vacca, por sus platos en terreno, más cuando eran *gluten free*. A los de «Tesisistas de Pre Postgrado», especialmente al Seba, Diego y Tania, por compartir, además de sus conocimientos geológicos, sus experiencias del mundo.

A los amigos: (1) del colegio: Xexo, Vitoco, Helo y Tebo, por esas juntas en Catemu y ahora en El Mito; (2) de la geogeneración: **Lara**, Cony, **Giss**, Sofi, Javi, **Claudito**, Claudia, Vero, GF, JB, Anibal, Chalo, Coto, Carreño, Pauli, Andrea y CC; (3) *roommies* de La Sede: Tuto y Jaque, por olerlos los peos, tantos *afters* y prestarnos la pieza sola para tirar; y (4) otros arroces de agregados (que para un celíaco como yo, si que es importante): Jercko, Diego, Dany, Scarlet, Caro, Ara, Menares, Uli, Coni, Fran, Pichi, Fabo, Keim, Matus. Con ustedes, los mejores momentos. Solo decir a los que carretearon en la U, que geo no volverá a saber de parlante, carretes y perreos *old-school*, cumbia tropical y villera, terremotos, melvins y tropicales, choripanes, espuma y luces estroboscópicas, como lo supo con nosotros. Mención especial a los «Amigos Magísteres», marcados en negrita, por haber compartido nuestras penas y alegrías académicas y personales, hablado de χ , k_{sn} , Pica, Las Chilcas y L^AT_EX.

A los mejores ayudantes de estrati-paleo: Karen, Frani, Michel, Marisol y Fran, por dar cara. Y a quienes me acompañaron a terreno: (1) mis practicantes, ahora geólogos, Tami y Piel; (2) a los del Geoparque Valle de Petorca: Vladi & Rodri; (3) los motivados, Cris, Scott, Martín, Alexis, Maxi, Rachel y Mayla; y a (4) W. Briceño, arriero de Alicahue; y Salomón, *trailrunner* del Sobrante.

A la sra. Sole y don Luis, mis actuales padres sustitutos, y a mis ex, sra. Gilda y don Fernando. A los cuatro, gracias por acogerme en sus hogares e integrarme a sus familias, darme cobijo, comida y amor en la vida nómada que llevo hace unos años. A Jaimito, por acompañarme y motivarme, literalmente, cuando terminaba de escribir esta tesis.

Gracias al SAF por otorgar facilidades en la adquisición de fotos aéreas; a A. Escobar, de PCI-Geomatics, por darme licencia gratuita del *software* Geomatica; a A. Elbakyan, por crear *sci-hub* y permitirme acceder a cientos de *papers* durante esta tesis; y a S. Mudd y el equipo de LSDTopoTools, por responder algunas dudas y por sus completísimos tutoriales del *software*.

Finalmente, a quien ya no forma parte de mi vida futura, pero que significó mucho. Porque fue real, gracias.

Tabla de contenido

| | |
|---|-----------|
| Índice de figuras | viii |
| Índice de tablas | xi |
| Índice de ecuaciones | xii |
| Índice de algoritmos | xiii |
| 1 Introducción | 1 |
| 1.1 Formulación del problema | 1 |
| 1.2 Hipótesis | 6 |
| 1.3 Objetivos | 6 |
| 1.3.1 Objetivo General | 6 |
| 1.3.2 Objetivos Específicos | 6 |
| 2 Contexto geológico | 7 |
| 2.1 Geodinámica y clima | 7 |
| 2.2 Unidades morfoestructurales | 10 |
| 2.2.1 Cordillera de la Costa | 10 |
| 2.2.2 Cordillera Principal | 14 |
| 2.2.3 Depresión Central | 14 |
| 2.3 Alzamiento y exhumación en el Neógeno | 16 |
| 2.3.1 Tectónica activa en el Sistema de Fallas Pocuro | 17 |
| 3 Materiales, métodos y teoría | 19 |
| 3.1 Morfometría del paisaje | 20 |
| 3.1.1 Pendiente de ladera y relieve local | 20 |
| 3.1.1.1 Perfiles de franja | 20 |
| 3.1.2 Mapeo automático de superficies de bajo-relieve | 21 |
| 3.1.3 Relieve Sombreado | 21 |
| 3.2 Morfometría de redes de drenaje | 22 |
| 3.2.1 Antecedentes | 22 |
| 3.2.1.1 Perspectiva empírica | 22 |
| 3.2.1.2 Perspectiva teórica | 24 |
| 3.2.2 Construyendo θ_{ref} | 26 |
| 3.2.3 Cálculo de k_{sn} y χ | 27 |
| 3.2.4 Extracción automática de <i>knickpoints</i> | 27 |
| 3.2.5 Regresiones en segmentos de canal específicos | 28 |
| 3.3 Fotogrametría digital | 28 |

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 3.3.1 | DEMs | 28 |
| 3.3.2 | Anaglifos | 29 |
| 3.4 | Mapeo geomorfológico | 29 |
| 4 | Morfometría de los Andes de Chile central (29°-35°40' S) | 31 |
| 4.1 | Resultados | 31 |
| 4.1.1 | Transiciones fisiográficas | 31 |
| 4.1.1.1 | TF ₁ | 31 |
| 4.1.1.2 | TF ₂ | 32 |
| 4.1.1.3 | TF ₃ | 33 |
| 4.1.1.4 | TF ₄ | 33 |
| 4.1.2 | Redes de drenaje | 36 |
| 4.1.2.1 | Concavidad | 37 |
| 4.1.2.2 | Empinamiento de canal normalizado | 39 |
| 4.1.2.2.1 | <i>Knickpoints</i> | 41 |
| 4.1.2.3 | Chi | 44 |
| 4.2 | Discusión: controles de la topografía | 46 |
| 4.2.1 | Clima | 46 |
| 4.2.1.1 | Límite glacial | 46 |
| 4.2.1.1.1 | Implicancias para el dominio fluvial | 50 |
| 4.2.1.1.2 | Implicancias en la compresión de superficies de bajo-relieve | 53 |
| 4.2.1.2 | Precipitación | 54 |
| 4.2.2 | Carga de sedimentos | 58 |
| 4.2.3 | Resistencia de roca | 60 |
| 4.2.4 | Tectónica | 62 |
| 4.2.4.1 | Respuesta transitoria | 62 |
| 4.2.4.1.1 | La TF ₃ como una onda de erosión de origen tectónico | 64 |
| 4.2.4.1.2 | La TF ₂ como expresión de una discontinuidad estructural | 66 |
| 4.2.4.2 | Alzamiento de roca activo | 70 |
| 4.2.4.2.1 | Tectónica activa a escala de los Andes de Chile central | 70 |
| 5 | Geomorfología tectónica del Cuadrángulo Putaendo (32°-33°S) | 73 |
| 5.1 | Resultados | 73 |
| 5.1.1 | Depósitos superficiales cuaternarios | 73 |
| 5.1.1.1 | Depósitos aluviales | 75 |
| 5.1.1.1.1 | Depósitos de lavado aluvial | 76 |
| 5.1.1.1.2 | Depósitos de abanico aluvial | 77 |
| 5.1.1.2 | Depósitos de colapso de ladera | 79 |
| 5.1.1.2.1 | Depósitos de megadeslizamientos | 80 |
| 5.1.1.2.2 | Megadeslizamientos del valle del río Rocín | 82 |
| 5.1.1.2.3 | Análisis de distribución espacial de megadeslizamientos | 86 |
| 5.1.1.3 | Depósitos glaciales | 88 |
| 5.1.1.4 | Depósitos lacustres | 89 |
| 5.1.1.5 | Depósitos de relleno artificial | 89 |
| 5.1.2 | Fallas y rasgos geomorfológicos asociados | 91 |

| | | |
|-----------|--|------------|
| 5.1.2.1 | Zona Norte | 91 |
| 5.1.2.1.1 | Falla Camino del Inca | 93 |
| 5.1.2.1.2 | Falla Los Sapos | 96 |
| 5.1.2.2 | Zona sur | 97 |
| 5.1.2.2.1 | Falla Los Quemados | 98 |
| 5.1.2.2.2 | Falla Jahuel | 100 |
| 5.1.2.2.3 | Falla Cariño Botado | 102 |
| 5.1.2.2.4 | Falla San Francisco | 102 |
| 5.1.2.2.5 | Lineamientos y frente montañoso relictos | 104 |
| 5.2 | Discusión: tectónica activa | 106 |
| 6 | Discusión general y modelo conceptual | 108 |
| 6.1 | ¿Cuál factor impulsa la tectónica activa al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$? | 108 |
| 6.1.1 | Tectónica | 108 |
| 6.1.2 | Clima | 109 |
| 6.2 | Modelo geomorfológico | 115 |
| | Conclusiones | 118 |
| | Bibliografía | 121 |
| | Anexo | 144 |
| A | Nota acerca de la nomenclatura de las fallas | 145 |
| B | Revisión bibliográfica acerca de la la exhumación en los Andes de Chile central | 147 |
| C | Transiciones fisiográficas en alta resolución | 152 |
| D | Algoritmos | 153 |
| D.1 | <i>Scripts</i> de Matlab para gráficos | 153 |
| D.2 | <i>Drivers</i> de LSDTopoTools para extracción de datos morfométricos | 156 |
| E | Datos morfométricos de las redes de drenaje de los Andes de Chile central | 158 |
| E.1 | θ y k_{sn} de 119 subcuencas | 158 |
| F | Recopilaciones | 161 |
| F.1 | Edades de exhumación en los Andes de Chile central | 161 |
| F.2 | Tasas de erosión en los Andes de Chile central | 167 |
| G | Mapa geomorfológico de Cuadrángulo Putaendo | 170 |
| H | Publicación en Postales Terrestres | 172 |
| H.1 | El Sobrante, cordillera de Petorca | 172 |
| I | Movimiento transcurrente en el Sistema de Fallas Pucuro | 173 |
| J | Participación en conferencias | 174 |
| J.1 | Primer Simposio de Tectónica Sudamericana | 174 |
| J.1.1 | Extracción de DEM de alta resolución mediante Geomatica®: aplicación al análisis neotectónico en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe, Chile central ($32^\circ 42' - 32^\circ 52' \text{S}$) | 174 |
| J.2 | XV Congreso Geológico Chileno | 175 |
| J.2.1 | Control tectónico y climático del alzamiento de los Andes de Chile central ($29^\circ - 35^\circ \text{S}$) durante el Cenozoico tardío: una aproximación a partir de geomorfología tectónica | 175 |

| | | |
|-------|---|-----|
| J.2.2 | Falla Camino del Inca: un registro de ruptura superficial en la Cordillera Principal, Chile Central ($\sim 32^{\circ}18'S$) | 176 |
| | Bibliografía en anexo | 181 |

Índice de figuras

Capítulo 1

| | | |
|-----|--|---|
| 1.1 | Los Andes de Chile central en el contexto de los Andes Centrales | 2 |
| 1.2 | Distribución de la precipitación moderna en los Andes de Chile central en el contexto de los Andes Centrales | 4 |

Capítulo 2

| | | |
|-----|---|----|
| 2.1 | Contexto geodinámico y climático de los Andes de Chile y Argentina centrales | 8 |
| 2.2 | Mapas de parámetros topográficos de los Andes de Chile y Argentina centrales | 11 |
| 2.3 | Perfiles de franja de parámetros topográficos de los Andes de Chile y Argentina centrales | 13 |
| 2.4 | Contexto geológico regional de los Andes de Chile central (29-35°40'S) | 15 |

Capítulo 4

| | | |
|------|--|----|
| 4.1 | Mapas de parámetros topográficos de los Andes de Chile central (29-34°40'S) . | 34 |
| 4.2 | Perfiles de franja de parámetros topográficos de los Andes de Chile central (29-35°40'S) | 35 |
| 4.3 | Perfil de elevación promedio y rango intercuartil sobre distribución de densidad de elevación de la Cordillera Principal | 37 |
| 4.4 | Gráficos de cajas-bigotes-y-muestras de la distribución de los índices de concavidad | 39 |
| 4.5 | Distribución espacial de parámetros topográficos de perfiles de río en los Andes de Chile central | 40 |
| 4.6 | Distribución espacial de <i>knickpoints</i> en los Andes de Chile central | 42 |
| 4.7 | Empinamiento de canal normalizado en la red de drenaje del río Elqui | 43 |
| 4.8 | Distribución espacial del parámetro Chi (χ) y características geomorfológicas de divisorias de agua migratorias | 45 |
| 4.9 | Límite glacial en los Andes de Chile central (29-35°40'S) | 48 |
| 4.10 | Comparación entre valores k_{sn} calculados usando $\theta_{ref} = 0,40, 0,43$ y $0,45$ | 51 |
| 4.11 | Comparación entre valores χ calculados usando $\theta_{ref} = 0,40, 0,43$ y $0,45$ | 52 |
| 4.12 | Altitud de línea de equilibrio glacial topográfica en los Andes de Chile central (29-35°40'S) | 54 |
| 4.13 | Relación entre precipitación y topografía en los Andes de Chile central (29-35°40'S) | 55 |
| 4.14 | Perfil de distribución de densidad de elevación y promedio de las cordilleras de la Costa y Principal | 57 |
| 4.15 | Relación entre patrones de exhumación y k_{sn} en los Andes de Chile central (29-35°40'S) | 58 |
| 4.16 | Segmento de lecho rocoso en el río Aconcagua | 59 |
| 4.17 | Relación entre litología y topografía en los Andes de Chile central (29-35°40'S) | 61 |
| 4.18 | Modelo conceptual de evolución geomorfológica de los Andes de Chile central . | 64 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.19 | Gráficos de datos topográficos de los <i>knickpoints</i> de la cuenca del río Elqui . . . | 65 |
| 4.20 | Modelo esquemático de la influencia glacial sobre la TF ₃ | 66 |
| 4.21 | Morfometría de la red de drenaje del río Petorca | 68 |
| 4.22 | Distribución de alzamiento de roca en los Andes de Chile central e implicancias topográficas | 72 |

Capítulo 5

| | | |
|------|---|-----|
| 5.1 | Mapas de distribución espacial de los depósitos superficiales de tipo aluvial . . | 75 |
| 5.2 | Extracto de mapa geomorfológico y fotografías de los depósitos superciales de lavado aluvial | 76 |
| 5.3 | Extracto de mapa geomorfológico y fotografías de los depósitos de abanico aluvial | 78 |
| 5.4 | Mapas de distribución espacial de los depósitos superficiales de colapso de ladera tipo megadeslizamiento | 80 |
| 5.5 | Extractos de mapa geomorfológico y fotografías de los depósitos de megadeslizamientos de roca | 81 |
| 5.6 | Imagen anaglifo y relieve sombreado del sector occidental del valle del río Rocín | 83 |
| 5.7 | Extracto de mapa geomorfológico de megadeslizamientos en el valle del río Rocín | 84 |
| 5.8 | Fotografías de los depósitos de megadeslizamientos en el valle del río Rocín . . | 85 |
| 5.9 | Tres mapas de parámetros topográficos y geológicos del área de estudio | 87 |
| 5.10 | Perfiles de franja de elevación, pendiente y concentración superficial de depósitos de megadeslizamientos | 88 |
| 5.11 | Distribución espacial y ejemplos de depósitos glaciales, lacustres y de relleno artificial | 90 |
| 5.12 | Mapa de ubicación de zonas de descripción de fallas y rasgos geomorfológicos asociados | 91 |
| 5.13 | Imagen anaglifo y mapa de ubicación Zona Norte | 92 |
| 5.14 | Mapa geomorfológico e imágenes satelital y aérea que evidencian la Falla Camino del Inca | 94 |
| 5.15 | Marcadores geomorfológicos lineales desplazados en sentido dextral en la zona central de la Falla Camino del Inca | 95 |
| 5.16 | Fotografías, mapas geomorfológicos y perfiles topográficos que evidencian la Falla Los Sapos | 97 |
| 5.17 | Imagen anaglifo y mapa de ubicación Zona Sur | 98 |
| 5.18 | Fotografías, mapas geomorfológicos y perfiles topográficos que evidencian la Falla Los Quemados | 99 |
| 5.19 | Mapas geomorfológicos y perfiles topográficos que evidencian la Falla Jahuel . | 101 |
| 5.20 | Fotografías y esquemas del las fallas Cariño Botado y San Francisco | 103 |
| 5.21 | Mapas geomorfológicos que evidencian las fallas y lineamientos en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe | 105 |

Capítulo 6

| | | |
|-----|---|-----|
| 6.1 | Erosión y exhumación en los Andes de Chile central | 110 |
| 6.2 | k_{sn} en función de las tasas de erosión | 112 |
| 6.3 | Variación latitudinal de la escorrentía y la varibilidad temporal | 114 |
| 6.4 | Modelo geomorfológico conceptual de cuña bivergente | 117 |

Anexo

| | | |
|-----|---|-----|
| C.1 | Perfiles de franja de parámetros topográficos de los Andes de Chile central (29-35°40'S) | 152 |
| H.2 | Set de fotos publicadas en Postales Terrestres | 172 |
| I.3 | Indicadores cinématicos en el ámbito del Sistema de Fallas Pocuro | 173 |

Índice de tablas

Capítulo 4

- 4.1 Diferencias de parámetros topográficos a uno y otro lado de las transiciones fisiográficas de los Andes de Chile central 36
- 4.2 Índices de concavidad promedio de los canales fluviales de lecho rocoso en los Andes de Chile central 38
- 4.3 Elevación aproximada de la línea de equilibrio glacial cuaternaria extraída de la topografía de los Andes de Chile central 49

Capítulo 5

- 5.1 Clasificación de los depósitos superficiales cuaternarios en el Cuadrángulo Putaendo 74

Capítulo 6

- 6.1 Índices de empinamiento promedio de las subcuencas con datos de tasas de erosión en los Andes de Chile central 111

Anexo

- E.1 Índices de concavidad y empinamiento de perfiles de río los Andes de Chile central 158
- F.2 Compilación de edades de exhumación de los Andes de Chile central 161
- F.3 Compilación de tasas de erosión en los Andes de Chile central 167

Lista de ecuaciones

Capítulo 2

- 2.1 Relación entre la exhumación y los alzamientos de roca y superficie 16

Capítulo 3

- 3.1 Ley de Flint. 22
- 3.2 Forma logarítmica de la Ley de Flint. 22
- 3.3 Índice de empinamiento de canal normalizado 23
- 3.4 Ley de potencia entre la tasa de erosión erosión y el índice de empinamiento de canal normalizado 23
- 3.5 Definición de χ 24
- 3.6 Definición de χ con θ_{ref} 24
- 3.7 Modelo de incisión limitado por despegue *shear-stress* o *stream-power* 24
- 3.8 Balance de masa limitado por despegue 25
- 3.9 Velocidad vertical del perfil de un río limitado por despegue 25
- 3.10 Ley de potencia entre S y A de un perfil de río en estado estacionario 25
- 3.11 Celeridad de *knickpoints* en el modelo *stream power* 26

Capítulo 4

- 4.1 Umbral de erosión por carga de sedimentos 59

Capítulo 6

- 6.1 Relación entre la tasa de exhumación y las tasas de alzamiento de roca y superficie 112

Índice de algoritmos

Anexo

- D.1 Algoritmo de lectura, procesamiento y graficado de perfil de franja con coloreado de densidad de datos. 153
- D.2 Archivo *driver* para el análisis de concavidad de los ríos de lecho rocoso en los Andes de Chile central. 156
- D.3 Archivo *driver* para la obtención de los valores de k_{sn} y χ en cada punto de los canales en las redes de drenaje de los Andes de Chile central. 156
- D.4 Archivo *driver* para la extracción automática y objetiva de *knickpoints* en los canales de las redes de drenaje de los Andes de Chile central. 157

Capítulo 1

Introducción

1.1. Formulación del problema

A los $\sim 33^{\circ}\text{S}$, la configuración morfológica a gran escala de los Andes de Chile central (29° - 36°S) cambia dramáticamente. Mientras que al sur el paisaje es agrupado en tres unidades morfoestructurales¹ claramente discernibles: Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC) y Cordillera Principal (CP; [Figura 1.1](#); [Charrier et al., 2007, 2014](#)); hacia el norte (27° - 33°S) existe un paisaje montañoso continuo disectado por profundos valles transversales (*e.g.*, [Paskoff, 1970](#); [Charrier et al., 2007](#)).

Clásicamente se señaló la imposibilidad de identificar adecuadamente la CC de la CP al norte de los $\sim 33^{\circ}\text{S}$ ([Brüggen, 1950](#); [Paskoff, 1970](#); [Charrier et al., 2007, 2014](#)). No obstante, estudios geomorfológicos indican que ambas cordilleras están separadas por una «disrupción geomorfológica» que se expresa en diferencias de pendiente e hipsometría de las subcuencas de drenaje entre los $\sim 26^{\circ}30'\text{S}$ y $\sim 32^{\circ}\text{S}$ ([Aguilar, 2010](#); [Aguilar et al., 2013](#)). No obstante, los mismos autores señalan que la transición mediante un frente de montaña nítido solo se observa entre los $\sim 28^{\circ}30'\text{S}$ y $\sim 30^{\circ}30'\text{S}$, posiblemente generado por la actividad del «Sistema de Fallas Vicuña-San Felix» durante el Oligoceno-Mioceno Temprano. En tanto que, hacia el sur ($\sim 30^{\circ}30'$ - 32°S), la similitud del paisaje de la CC y CP se evidencia en un contraste hipsométrico bajo ([Aguilar, 2010](#); [Aguilar et al., 2013](#)). Contrario a lo expresado por [Aguilar \(2010\)](#) y [Aguilar et al. \(2013\)](#), otros autores indican la existencia de uno ([Rodríguez, 2013](#); [Rodríguez et al., 2018](#)), e incluso, de dos ([Rodríguez et al., 2014](#)) frentes topográficos que recorren los Andes de Chile central (28° - 32°S), dependiendo del sitio elegido para trazar los perfiles topográficos lineales o franja (5 km de ancho; [Rodríguez, 2013](#); [Rodríguez et al., 2014, 2018](#)). Finalmente, la falta de consenso en la existencia y posición específica del límite entre la CC y la CP al norte de los $\sim 33^{\circ}\text{S}$, llevan a [Charrier et al. \(2014, p. 15\)](#) a resumir que: «*in this segment no differentiation can be made easily between a Coastal and a Principal Cordillera, and the Coastal Cordillera has been extended further east*», citando los trabajos de [Rodríguez \(2013\)](#) y [Rodríguez et al. \(2013, 2014\)](#) disponibles en ese entonces.

¹Siguiendo la sinonimia entre unidad morfoestructural y provincia geológica establecida por [Ramos \(1999\)](#), a partir de la definición de [Rolleri \(1975\)](#): «una provincia geológica es una región caracterizada por una determinada sucesión estratigráfica, un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos peculiares, siendo el conjunto expresión de una particular historia geológica»

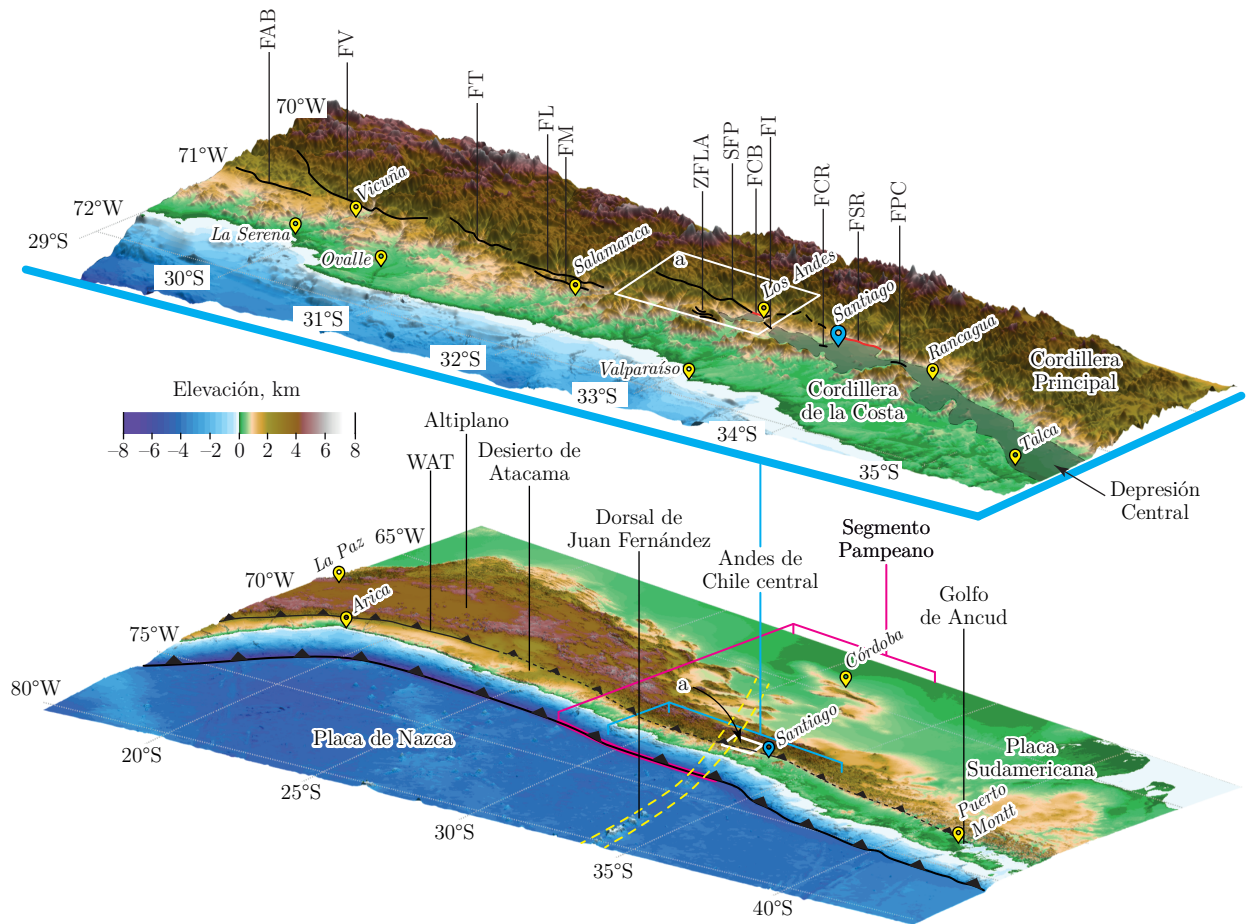


Figura 1.1: Los Andes de Chile central en el contexto de los Andes Centrales. Topografía a partir del modelo GEBCO_2014 (Weatherall *et al.*, 2015) con 5 veces de exageración vertical. Proyección de la Dorsal de Juan Fernández bajo Sudamérica a partir de Anderson *et al.* (2007). FAB, Falla Agua de los Burros; FV: Falla Vicuña; FT, Falla Tulahuén; FL, Falla Llimpo; FM, Falla Maquehua; ZFLA, Zona de Falla Los Ángeles; SFP, Sistema de Fallas Pucuro; FCB, Falla Cariño Botado; FI, Falla Infernillo; FCR, Falla Cerro Renca; FSR, Falla San Ramón; FPC, Falla Portezuelo de Chada; WAT, *West Andean Thrust* (Armijo *et al.*, 2010). Trazas de fallas de color rojo indican probada actividad cuaternaria. Rectángulo blanco (a) señala el área del borde occidental de la CP entre los 32°S y 33°S.

En relación a las unidades morfoestructurales de los Andes de Chile central al sur de los $\sim 33^\circ\text{S}$, la llegada del siglo XXI estuvo marcada por el cambio en la manera en que la DC es comprendida. En el pasado, la DC se concebía como un graben extensional limitado por fallas normales (*e.g.*, Brüggén, 1950; Carter & Aguirre, 1965), mientras que ahora, las evidencias geomorfológicas y resultados de modelación numérica respaldan un origen principalmente erosional (*e.g.*, Farías *et al.*, 2006a; Farías, 2007; Farías *et al.*, 2008a,b; Celedón, 2016). En los dos modelos de alzamiento de roca/superficie propuestos por Farías *et al.* (2008b), la excavación de la DC habría ocurrido desde hace ~ 4 Ma en respuesta al alzamiento generalizado de $\sim 1,5$ km de la CC y CP durante el Mioceno Tardío. El límite oriental de la DC con la CP, al menos en algunas partes, corresponde a fallas inversas vergentes al oeste que habrían alzado adicionalmente a la CP con respecto a la CC, en un máximo $< 1,1$ km a los $\sim 33^\circ\text{S}$ (*e.g.*, Rauld, 2002; Farías *et al.*, 2008b; Rauld, 2011; Vargas *et al.*, 2014; Troncoso, 2014).

Numerosas fallas, sistemas y zonas de falla discontinuas y con rumbos generalmente norte-sur, se han descrito a lo largo del eje longitudinal de los Andes de Chile central (Figura 1.1). Por

nombrar algunas, de norte a sur se reconocen las fallas (o sistemas/zonas de fallas) «Agua de los Burros» (FAB, [Moscoso, 1977](#)), «Vicuña» (FV; [Dediós, 1967](#)), «Tulahuén», «Maquehua» y «Llimpo» (FL; [Rivano & Sepúlveda, 1986, 1991](#)), «Pocuro» (SFP; [Aguirre, 1960](#); ver [Anexo A](#) para redefinición del concepto, SFP, considerado en esta tesis), «Los Ángeles» (ZFLA; [Carter & Aguirre, 1965](#)), «Cariño Botado» (FCB; [Troncoso, 2014](#)), «Infiernillo» (FI; [Aguirre, 1960](#)), «Chacabuco» ([Padilla, 1981](#)), «Cerro Renca» (FCR; [Sellés, 1999](#)), «San Ramón» (FSR; [Rauld, 2002](#)) y «Portezuelo de Chada» (FPC; [Sellés & Gana, 2001](#)).

[Armijo et al. \(2010\)](#) propusieron un modelo provocativo que explica la orogénesis de los Andes mediante una importante falla sintética a la subducción. Basados en las observaciones específicas de la FSR y la vergencia oeste de los pliegues en las unidades cenozoicas de la CP entre los $\sim 33^\circ\text{S}$ y $\sim 34^\circ\text{S}$, varios autores sugieren que el *west-vergent thrust system* (WTS; [Muñoz & Charrier, 1996](#)) o *west andean thrust* (WAT; [Armijo et al., 2010](#)), que limita por el oeste al Altiplano, se prolonga hacia el sur alcanzando los Andes de Chile central ([Figura 1.1](#); [Armijo et al., 2010](#); [Vargas et al., 2014](#); [Riesner et al., 2017, 2018a,b](#)), implicando así la conexión de numerosas de las fallas mencionadas ([Figura 1.1](#)). Ya en 1965, [Carter & Aguirre](#) especularon que el SFP podría extenderse hacia el norte y empalmarse con la FV, en ese entonces todavía sin ser publicada por [Dediós \(1967\)](#); o bien, proyectarse hacia el sur bordeando la DC tan lejos como el Golfo de Ancud ([Figura 1.1](#)). Sin embargo, al igual que antaño, la idea de que una gran falla biseca² los Andes de Chile central continúa siendo una hipótesis que debe ser confirmada mediante observaciones. Por si sola, esta hipótesis no explica la existencia de las llamativas variaciones morfológicas latitudinales tanto en los Andes de Chile central (*e.g.*, ausencia o presencia de DC), ni a escala en los Andes de Chile y Argentina centrales atribuidas a (1) la segmentación tectónica impuesta por variaciones en el ángulo de subducción de la placa de Nazca ([Figura 1.1](#); *e.g.*, [Jordan et al., 1983b](#); [Gutscher, 2002](#); [Ramos et al., 2002](#)), (2) las propiedades reológicas y la herencia geológica propia de cada segmentos ([Tassara & Yáñez, 2003](#); [Hilley & Coutand, 2010](#)) o (3) a las variaciones en la erosión superficial dictadas por los patrones climáticos ([Figura 1.2](#); *e.g.*, [Montgomery et al., 2001](#); [Lamb & Davis, 2003](#); [Farías et al., 2008a](#)).

Décadas de desarrollo teórico y modelación han mostrado que la dinámica de los procesos orogénicos es controlada por flujos de entrada y salida que admiten relaciones bidireccionales entre la tectónica y el clima (*e.g.*, [Beaumont et al., 1992, 2001](#); [Willett et al., 1993](#); [Willett, 1999](#); [Whipple & Meade, 2006](#); [Whipple, 2009](#)). En este contexto, la superficie de la Tierra corresponde a la interfaz a través de la cual interactúan los procesos tectónicos, encargados de generar y sostener la topografía mediante el alzamiento de roca; y climáticos, impulsores de los procesos erosionales que desgastan las rocas alzadas (*e.g.*, [England & Molnar, 1990](#); [Strecker et al., 2007](#); [Allen, 2008](#)). Lo anterior implica que la topografía presente corresponde a un registro integrado en el tiempo de las señales tectónicas y climáticas ([Whittaker, 2012](#)).

La característica geomorfológica más notable de los Andes de Chile central es su paisaje profundamente disectado, de alto relieve y crestas afiladas interpretado como resultado de las glaciaciones cuaternarias ([Rehak et al., 2010](#); [Aguilar et al., 2013](#)) o del reciente arribo de una onda de erosión retrógrada en respuesta al alzamiento de superficie generalizado o diferencial de la CC y CP (*e.g.*, [Farías et al., 2008b](#); [Aguilar et al., 2013](#)). Sin embargo, sobre este paisaje abrupto se yuxtaponen superficies no disectadas, de baja pendiente y relieve interpretadas como relictos de un paisaje anterior al último episodio de alzamiento de roca y

²Dividir en dos partes iguales (<https://dle.rae.es/?id=5beotLo>).

superficie (e.g., Bissig *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2008b; Rodríguez, 2013; Rodríguez *et al.*, 2014; Aguilar *et al.*, 2013), que ocurrió progresivamente de norte a sur desde el Mioceno Temprano (e.g., Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006b; Jara, 2013; Jara & Charrier, 2014; Winocur *et al.*, 2014; Tapia, 2015; Schildgen & Hoke, 2018). Este contraste topográfico tan marcado da cuenta su aspecto más relevante: el ajuste erosional del paisaje es incompleto o transitorio. Finalmente, la herencia morfológica de condiciones climáticas y tectónicas pasadas indica que los procesos erosivos han sido incapaces de llevar el paisaje hacia un estado de equilibrio (e.g., Farías *et al.*, 2008b; Aguilar, 2010; Rehak *et al.*, 2010; Aguilar *et al.*, 2011; Carretier *et al.*, 2014; Rodríguez *et al.*, 2018).

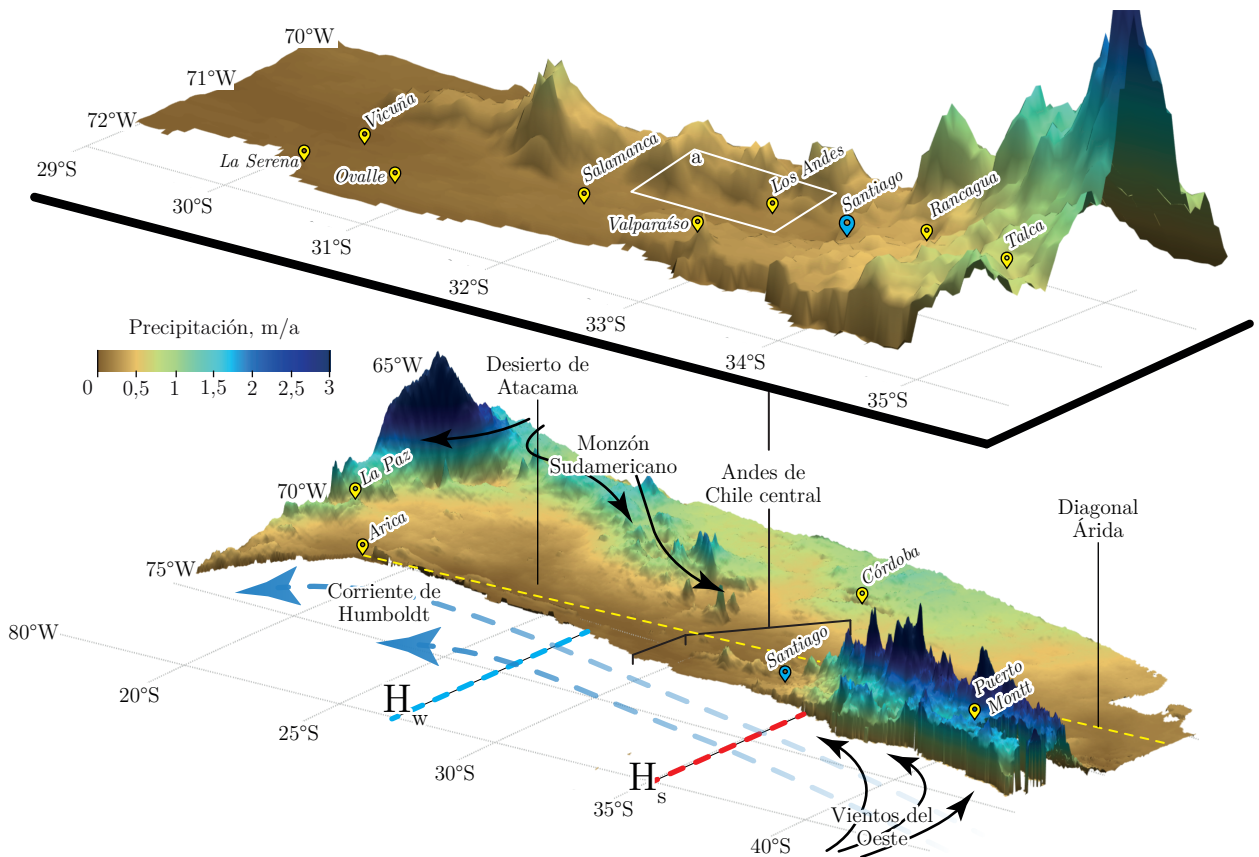


Figura 1.2: Distribución de la precipitación moderna en los Andes de Chile central dentro del contexto de los Andes Centrales. Precipitación a partir del modelo CHIRPSv2 (Funk *et al.*, 2015). Se reconoce la zona de transición climática desarrollada a lo largo de los Andes de Chile central, que conecta el Desierto de Atacama (<50 a) del norte, con la región húmeda (>2000 m/a) del sur de Chile. Corriente de Humboldt, Diagonal Árida y vientos a partir de Orme (2007), Zech *et al.* (2008) y Aguilar *et al.* (2014). H_s y H_w demarcan el eje latitudinal central del Anticiclón del Pacífico Suroriente durante el verano e invierno austral, respectivamente (Rahn & Garreaud, 2014). Rectángulo blanco (a) destaca el área del borde occidental de la CP entre los 32°S y 33°S.

Considerando el estado transitorio climático y tectónico del paisaje de los Andes de Chile central, se propone poner a prueba la hipótesis de que un sistema de fallas de gran escala, vergente al oeste, se extiende bisecando longitudinalmente los Andes de Chile central y ha controlado su evolución Neogéno-presente cabalgando la CP sobre la CC. Para probar esta

hipótesis se plantea efectuar dos análisis topográficos. El primero, a escala de los Andes de Chile central usando las herramientas de geomorfología tectónica en paisajes erosionales (*e.g.*, [Wobus *et al.*, 2006a](#); [Kirby & Whipple, 2012](#); [Whittaker, 2012](#)), para extraer los patrones de distribución de las posibles señales transitorias o activas (alzamiento de roca activo) contenidos en el paisaje. El segundo, en el borde occidental de la CP entre los 32°S y 33°S usando los métodos clásicos de análisis de marcadores geomorfológicos y paleosismología ([Keller & Pinter, 2002](#); [Burbank & Anderson, 2011](#); [McCalpin, 2009](#)), para caracterizar la deformación cuaternaria reciente sobre la zona crítica en donde (1) se localiza la terminación septentrional de la DC ([Figura 1.1](#)), (2) la dorsal de Juan Fernández transita debajo del orógeno ([Figura 1.1](#); [Anderson *et al.*, 2007](#)) y (3) el segmento medio del gradiente climático de los Andes de Chile central ([Figura 1.2](#)). Es factible que mediante la combinación de análisis geomorfológicos cualitativos y cuantitativos detallados a diferentes escalas, integrados y constreñidos por los datos geológicos disponibles sea posible determinar el rol del WAT en la configuración morfológica presente de los Andes de Chile central.

1.2. Hipótesis

Existe un sistema de fallas de gran escala (WAT), vergente al oeste, que se extiende bisecando longitudinalmente los Andes de Chile central cabalgando la CP sobre la CC. Este sistema ha acomodado parte de la deformación compresiva Neógeno-presente de los Andes de Chile central, por lo cual, el paisaje de la CP, a diferentes escalas espaciales, contiene el registro de su actividad en el largo y corto plazo.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Establecer la distribución espacial y los tipos de señales tectónicas contenidas como (1) respuesta erosional a gran escala en la topografía a de los Andes de Chile central y (2) marcadores geomorfológicos de deformación cuaternaria en el borde occidental de la CP entre los $\sim 32^{\circ}\text{S}$ y $\sim 33^{\circ}\text{S}$.

1.3.2. Objetivos Específicos

A escala de los Andes de Chile central (29° - 36°S):

- Caracterizar la topografía mediante índices y parámetros geomorfológicos que permitan detectar señales erosionales contenidas en el paisaje, dilucidando su significado climático o tectónico.

En el borde occidental de la CP (32° - 33°S):

- Mapear y describir los (1) depósitos superficiales cuaternarios construyendo sus dimensiones espaciales y relaciones temporales relativas; y (2) las fallas potencialmente activas que afectan o controlan la aparición de los depósitos superficiales cuaternarios.

A modo de síntesis:

- Evaluar la factibilidad de un vínculo entre las fallas geológicas descritas tanto a escala regional como local (este trabajo) que permita sustentar la hipótesis que un sistema integrado de fallas (WAT) marca el límite occidental de la CP.
- Proponer un modelo geomorfológico conceptual que explique las variaciones longitudinales de los Andes de Chile central, integrando los nuevos datos resultantes de esta investigación con los datos disponibles de exhumación, tasas de erosión, clima, deformación cuaternaria y sismicidad activa.

Capítulo 2

Contexto geológico

En este capítulo se presenta una síntesis de los antecedentes geológicos de la región donde está inserto los Andes de Chile central y que son esenciales para la comprensión de esta tesis. Se describe el contexto geodinámico en el cual se desarrolla, las unidades morfoestructurales que lo componen y su historia de alzamiento neógeno.

2.1. Geodinámica y clima

La zona de estudio, los Andes de Chile central entre los 29°S y 36°S (cuadrángulo magenta en [Figura 2.1 a](#)), se encuentra inserta en los Andes Centrales sudamericanos (*sensu* [Gansser, 1973](#)). Esta región forma parte de un margen convergente de placas oceánica-continental activo, al menos, desde el Jurásico Temprano ([Mpodozis & Ramos, 1989](#)), o que incluso puede persistir desde el Pérmico ([Coloma *et al.*, 2017](#)). La construcción de los Andes ha sido un proceso de largo plazo que comenzó en el Cretácico Tardío ([Charrier *et al.*, 2007](#)) producto de la ruptura de Gondwana y la migración al oeste de la Placa Sudamericana ([Frutos, 1981](#); [Silver *et al.*, 1998](#)). Desde entonces la tasa de convergencia ha variado entre ~ 5 - ~ 15 cm/a ([Pardo-Casas & Molnar, 1987](#); [Somoza & Ghidella, 2012](#)), siendo actualmente de $\sim 7,5$ cm/a a 76° de azimuth ([Figura 2.1](#); [DeMets *et al.*, 2010](#)).

La configuración tectónica presente de los Andes Centrales fue determinada por la ruptura de la Placa Farallón en las placas Nazca y Cocos hace ~ 23 Ma (*e.g.*, [Pardo-Casas & Molnar, 1987](#); [Lonsdale, 2005](#)). Esta reestructuración generó una modificación dramática en la dirección y magnitud del vector convergencia, pasando desde una subducción oblicua a casi ortogonal y acelerando hasta una velocidad máxima de ~ 15 cm/a que perduró hasta hace ~ 20 Ma ([Somoza & Ghidella, 2012](#)). Posterior a este evento, el vector de convergencia ha mantenido relativamente constante su dirección al mismo tiempo en que su velocidad muestra una desaceleración hasta hoy (ver [Martinod *et al.*, 2010](#), para una síntesis).

La distribución de la precipitación anual a lo largo de los Andes de Chile central exhibe un fuerte gradiente latitudinal que conecta regiones áridas, con < 50 mm/a ($\sim 30^\circ\text{S}$); y húmedas, con > 2000 mm/a ($\sim 35^\circ\text{S}$; [Figura 1.2](#); [Figura 2.1 b](#)). La precipitación en los Andes de Chile central sucede principalmente durante el invierno austral producto del desplazamiento hacia el norte del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y la penetración esporádica de ondas extra-tropicales (sistemas frontales y sistemas de bajas presiones segregadas) provenientes

del cinturón de Vientos del Oeste del sur (*southern westerlies*; e.g., Vuille, 1999; Falvey & Garreaud, 2007; Garreaud *et al.*, 2009).

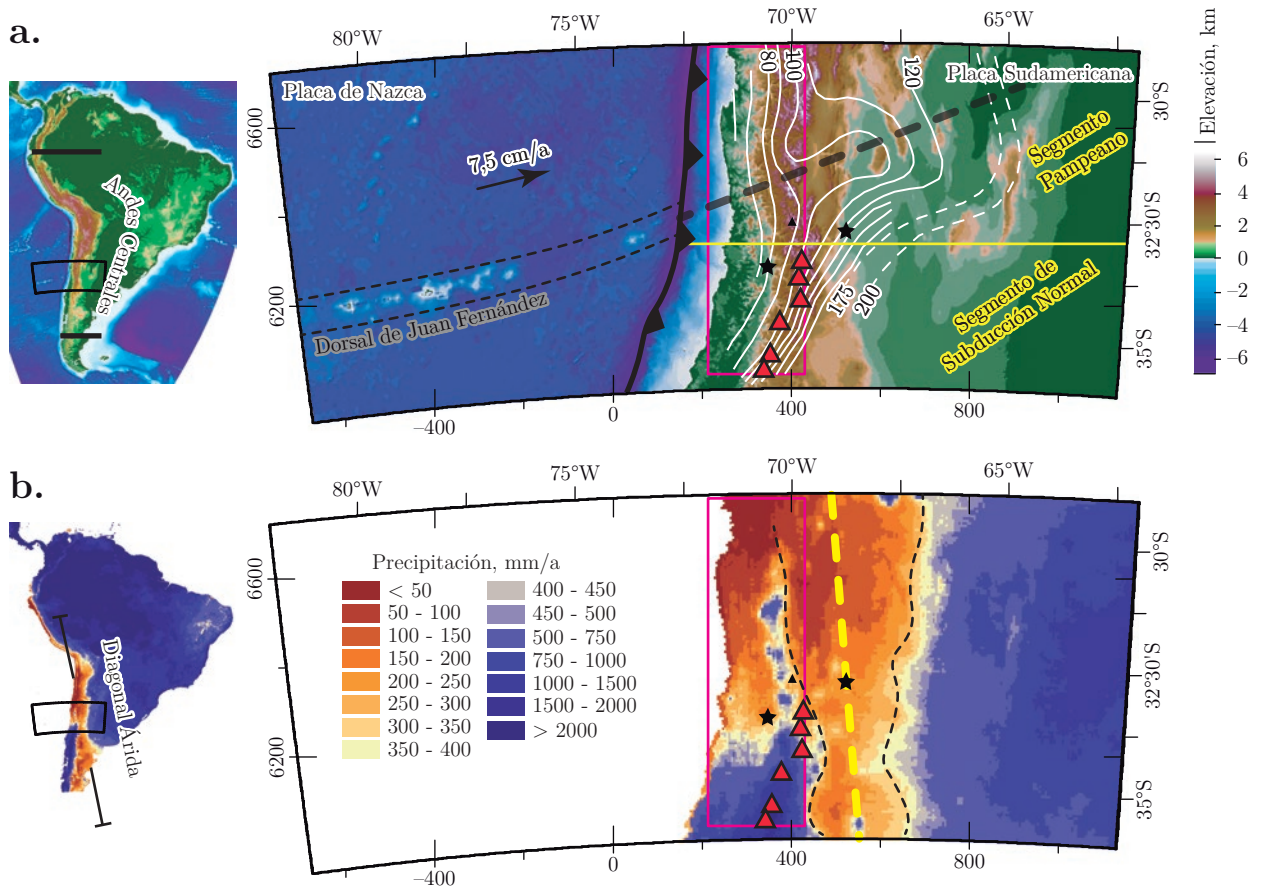


Figura 2.1: Contexto geodinámico y climático de los Andes de Chile y Argentina centrales. (a) Condiciones actuales del régimen de subducción sobre topografía (Modelo GEBCO_2014 de Weatherall *et al.*, 2015). (b) Distribución de la precipitación anual actual (Modelo CHIRPv2 de Funk *et al.*, 2015). En (a), las líneas blancas segmentadas (Cahill & Isacks, 1992) y continuas (Anderson *et al.*, 2007) señalan isóbatas del plano de Wadati-Benioff de la Placa de Nazca en subducción; la línea segmentada gris gruesa indica la prolongación inferida de la Dorsal de Juan Fernández subductada en los últimos <10 Ma (Yáñez *et al.*, 2002; Anderson *et al.*, 2007); la flecha negra indica la magnitud y azimuth del vector de convergencia actual entre las placas Nazca y Sudamericana, considerando esta última como una placa fija (DeMets *et al.*, 2010). En (b), línea segmentada amarilla gruesa resalta el eje aproximado de la zona (limitada por líneas segmentadas negras delgadas) abarcada por la Diagonal Árida (Bruniard, 1982; Abraham *et al.*, 2000; Armesto *et al.*, 2007; Aguilar *et al.*, 2014; Córdoba *et al.*, 2014; Salas *et al.*, 2016). En (a) y en (b), recuadro magenta indica la zona de estudio denominada como los Andes de Chile central; los triángulos rojos indican los edificios volcánicos activos de la Zona Volcánica Sur (Siebert & Simkin, 2002); para referencia las estrellas negras las ciudades de Santiago y Mendoza, y el triángulo negro el Mo. Aconcagua (6962 m s.n.m.). En esta y las siguientes figuras que incluyan mapas presentan grillas en los sistemas de coordenadas geográficas (arriba y derecha) en grados, y proyectadas UTM zona 19 sur (abajo e izquierda) en kilómetros.

El gradiente en la precipitación en los Andes de Chile central parece ser un rasgo climático persistente, al menos, desde Mioceno Medio debido a una serie de eventos tectónicos y climáticos de gran escala que sucedieron al Óptimo Climático (ver Le Roux, 2012 y Villagrán, 2018, para una síntesis). Con posterioridad a ~14 Ma, se reconoce un descenso sostenido de las temperaturas en el cono sur de Sudamérica producto de la glaciación completa de la Antártica y

sus efectos oceánico-atmosféricos que conllevaron a la vigorización de la Corriente de Humboldt y el establecimiento del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental; adicionalmente, el concomitante alzamiento de los Andes generó bloqueo efectivo de la humedad amazónica propiciado la formación de la «Diagonal Árida», que conecta el Desierto de Atacama con la Patagonia; y finalmente, dando surgimiento al fuerte gradiente climático latitudinal propio de los Andes de Chile central (Figura 1.2; *e.g.*, Villagrán & Hinojosa, 1997; Zachos, 2001; Houston & Hartley, 2003; Dunai *et al.*, 2005; Rech *et al.*, 2006; Rundel *et al.*, 2007; Le Roux, 2012; Gutiérrez *et al.*, 2013; Villagrán, 2018).

Se estima que la variación de los patrones climáticos a lo largo de los Andes son dictados, en primer orden, por su orientación transversal a los regímenes de precipitación controlados por la circulación, a escala hemisférica, de la celda de Hadley (Montgomery *et al.*, 2001). De esta forma, la estabilidad latitudinal de la posición de Sudamérica durante los últimos ~ 18 Ma (Scotese *et al.*, 1988), e incluso una deriva latitudinal $< 9^\circ$ en desde hace ~ 165 Ma (Beck, 1999), permite sostener que tanto la aridez del Desierto de Atacama así como el resto de las cinturones climáticos sudamericanos son características robustas propias de la circulación atmosférica general del Hemisferio Sur (Figura 1.2; *e.g.*, Williams, 1994; Montgomery *et al.*, 2001; Hartley, 2003; Houston & Hartley, 2003; Strecker *et al.*, 2007).

En este contexto de características climáticas y tectónicas de gran escala persistentes en el tiempo, los Andes de Chile y Argentina centrales han evolucionado de forma heterogénea dando origen a segmentos distintivos. Los segmentos andinos están definidos por propiedades tan variopintas³ que van desde la configuración morfológica, pasando por sus unidades geológicas y estilo estructural, hasta la distribución de la sismicidad activa y el volcanismo actual (Figura 2.1), pero que juntas caracterizan a cada segmento (*e.g.*, Jordan *et al.*, 1983a; Gutscher, 2002; Costa *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2007).

Sin lugar a dudas, una de las características más notables de los Andes Centrales es la coincidencia espacial entre modificaciones morfológicas latitudinales y cambios en (1) la geometría de la losa oceánica debajo la Placa Sudamericana (Figura 2.1 a) y (2) los patrones climáticos a largo plazo (Figura 2.1 b). Bajo la premisa de que la morfología de la tierra resulta de la interacción bidireccional entre los procesos tectónicos y climáticos (*e.g.*, Beaumont *et al.*, 1992, 2001; Willett *et al.*, 1993; Willett, 1999; Whipple & Meade, 2006), la segmentación andina se ha relacionado con los efectos de los procesos tectónicos impulsados por la dinámica de la subducción (*e.g.*, Jordan *et al.*, 1983b; Gutscher *et al.*, 2000; Martinod *et al.*, 2010) o con el clima, mediador de los procesos erosión (*e.g.*, Montgomery *et al.*, 2001; Lamb & Davis, 2003; Thomson *et al.*, 2010). La segmentación de los Andes Centrales también se ha asociado con reología y la herencia geológica propia de cada segmento (Tassara *et al.*, 2006; Hilley & Coutand, 2010), no obstante estas variables corresponden a heterogeneidades de las condiciones de borde, más que factores impulsores de procesos propiamente tal (como si lo son la tectónica y el clima).

Los $\sim 33^\circ\text{S}$ en los Andes Centrales corresponde a una latitud limítrofe entre dos segmentos andinos con características morfológicas dramáticamente diferentes, que son coincidentes con cambios tectónicos y climáticos mayores (Figura 2.1). A esta latitud tiene lugar la abrupta transición en la geometría que adopta la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, donde cambia de manteo desde plana ($\sim 5^\circ\text{-}10^\circ$) a normal ($\sim 30^\circ$; Swift & Carr, 1974; Barazangi & Isacks, 1976; Fuenzalida *et al.*, 1992; Cahill & Isacks, 1992; Anderson *et al.*, 2007). El

³Multiforme, mezclado, diverso, abigarrado (<https://dle.rae.es/?id=b06u6vu>).

desarrollo del segmento Pampeano de subducción plana ($\sim 27^\circ\text{-}33^\circ\text{S}$) ha sido asociado con (1) la subducción de la Dorsal de Juan Fernández, cuyo punto de colisión contra el continente permanece casi fijo hace ~ 10 Ma (Yáñez *et al.*, 2001; Anderson *et al.*, 2007); y con (2) el espesor de la placa superior y el *rollback* de la fosa (Manea *et al.*, 2012). El establecimiento del segmento Pampeano ha sido ampliamente asociado con un mayor acortamiento, alzamiento y la propagación de la deformación hacia el antepaís (*e.g.*, Ramos *et al.*, 2002). Por su parte, el fuerte incremento en la precipitación hacia al sur de los $\sim 33^\circ\text{S}$ (Figura 2.1 b) es coincidente con la disminución del ancho y la elevación del orógeno (Montgomery *et al.*, 2001; Carretier *et al.*, 2018), y el desarrollo de rasgos erosionales (*e.g.*, la Depresión Central; Farías *et al.*, 2006a; Farías, 2007; Farías *et al.*, 2008a; Celedón, 2016).

2.2. Unidades morfoestructurales

Un análisis topográfico simple sobre las variaciones de elevación (Figura 2.2 a), pendiente (Figura 2.2 b) y relieve local (Figura 2.2 c) da cuenta de numerosos dominios y variaciones morfológicas a lo ancho y largo de los Andes de Chile y Argentina centrales (Figura 2.3). Estas propiedades topográficas singulares en conjunto con aquellas de índole geológico y estructural, han permitido que el orógeno andino sea agrupado unidades morfoestructurales, generalmente de rumbos NS, denominadas como: Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC), Cordillera Principal (CP), Cordillera Frontal (CF), Precordillera, Sierras Pampeanas, Cerrilladas Pedemontanas y Bloque San Rafael (Figura 2.3 d; Giambiagi *et al.*, 2015). Adicionalmente, el talud continental está conformado por el Bloque Externo del Antearco y la porción submarina del bloque de la CC (Contreras-Reyes *et al.*, 2015), que para diferenciarlo de la CC subaérea se denominó como Cordillera de la Costa Submarina (Figura 2.3 d).

A partir del análisis topográfico a gran escala se reconocieron, con relativa claridad, diferentes dominios fisiográficos que son prácticamente coincidentes con las unidades morfoestructurales de los Andes de Chile y Argentina centrales. De esta forma, cada unidad morfoestructural tiene, generalmente, una expresión morfológica de pendiente y relieve local distintivo, y está separada de otros dominios por notables discontinuidades que permiten inferir sus límites. A continuación se presenta un resumen de las principales características morfológicas, litológicas y estructurales de la CC, DC y CP, unidades morfoestructurales que componen los Andes de Chile central (Figura 2.3 d).

2.2.1. Cordillera de la Costa

La CC se ubica inmediatamente al este de la línea de costa, posee un ancho de $\sim 60\text{-}80$ km y un paisaje montañoso que pierde elevación hacia el sur de los $\sim 34^\circ\text{S}$ (Figura 2.2 a; Figura 2.3). En general, la CC posee promedios bajos a medios de elevación (< 1 km s.n.m.), pendiente ($< 7,5^\circ$) y relieve local ($< 0,5$ km). De manera excepcional, entre los $31^\circ 30'\text{S}$ y 34°S , se observa un incremento de estos valores que alcanzan máximos de ~ 2 km s.n.m., $\sim 15^\circ\text{S}$ y $\sim 1,5$ km (Figura 2.2 b y c). El límite oriental de la CC está definido por abruptas transiciones en los patrones de elevación, pendiente y relieve local observados al norte de los $31^\circ 30'\text{S}$, como consecuencia de un marcado frente topográfico de la CP; y al sur de los $32^\circ 30'\text{S}$, por las

planicies de la DC (Figura 2.2; Figura 2.3 a y c). Sin embargo, entre dichas latitudes este borde es menos pronunciado y genera diferencias sutiles de $\sim 3^\circ$ y $< 0,4$ km, en los valores promedios de pendiente y relieve local, respectivamente (Figura 2.3 b).

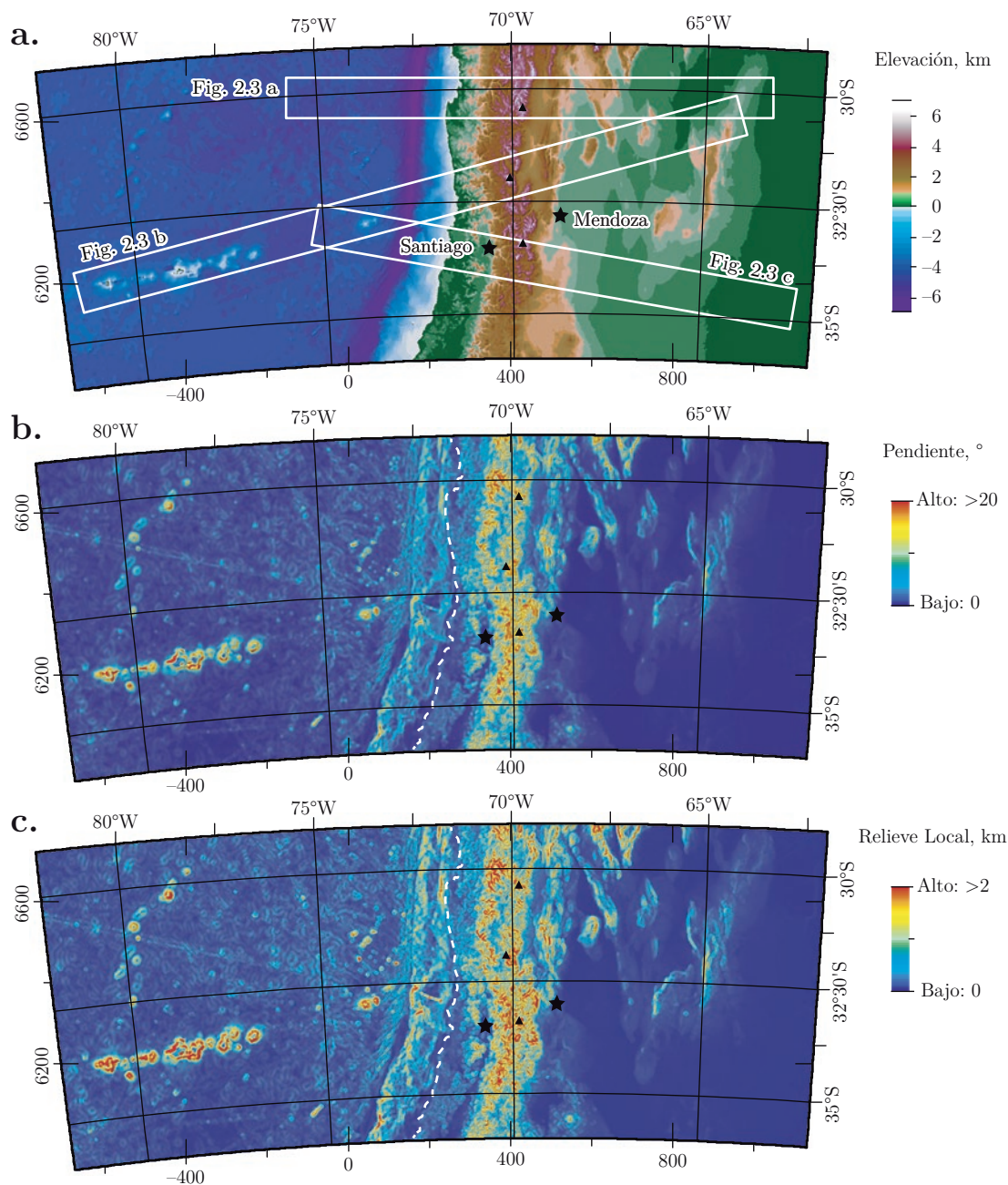


Figura 2.2: Mapas de parámetros topográficos de los Andes de Chile y Argentina centrales, basados en GEBCO_2014 (Weatherall *et al.*, 2015) interpolado a una resolución de 1 km/píxel. (a) Elevación. (b) Pendiente calculada sobre una vecindad de 3×3 píxeles (3 km) y suavizada con un promedio móvil circular de radio 4 km. (c) Relieve local calculado en una ventana circular de radio 4 km. En (a); máximas elevaciones en las franjas se muestran en triángulos negros, de norte a sur: Co. de la Majadita (6280 m s.n.m.), Co. Mercedario (6720 m s.n.m.) y Vn. Tupungato (6570 m s.n.m.). En (b) y (c), línea blanca segmentada indica línea de costa (0 m s.n.m.); en todos los mapas, las estrellas negras muestran las ciudades de Santiago y Mendoza.

En la CC afloran rocas y depósitos que abarcan un amplio intervalo temporal que va desde el Paleozoico Superior al Pleistoceno (Figura 2.4). A lo largo de la línea de costa se exponen rocas metamórficas del Paleozoico superior al Jurásico Medio (*e.g.*, Hervé, 1988; Sellés & Gana, 2001; Willner *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007). Sobre este basamento se disponen sucesiones volcánico-detriticas mesozoicas (Triásico Medio al Cretácico Superior) configurando un homoclinal de manteo al este. Tanto el basamento como las sucesiones que le sobreyacen se encuentran intruídas por fajas plutónicas NS que decrecen en edad hacia el este desde el Paleozoico tardío al Paleógeno (*e.g.*, Thomas, 1967; Hervé, 1988; Rivano & Sepúlveda, 1991; Vergara *et al.*, 1995; Rivano, 1996; Sellés, 1999; Wall *et al.*, 1999). Formando una clara discordancia con las unidades geológicas previas, las rocas y depósitos cenozoicos (Mioceno Inferior al Pleistoceno) se distribuyen a largo de la costa y rellenando el fondo de los principales valles (*e.g.*, Emparán & Pineda, 2006; Gutiérrez *et al.*, 2013).

Las principales fallas reconocidas en la CC poseen diversas orientaciones (Figura 2.4) y complejas historias evolutivas. Al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$, las fallas son de alto ángulo, poseen rumbos NW a NE y son atribuidas a deformación geológica anterior al Cenozoico (*e.g.*, Falla Melipilla: FM; Yáñez *et al.*, 1998, 2002; Figura 2.4). A estas latitudes, la deformación más reciente en la CC se relaciona mayoritariamente con plegamientos antiformales producto del movimiento de fallas normales (*e.g.*, falla Topocalma, FTo) e inversas (*e.g.*, falla Pichilemu-Vichuquén, FPV; Farías *et al.*, 2011; Aron *et al.*, 2013, 2015), que se acompañan de alzamiento generalizado evidenciado en la emersión de abundantes terrazas de abrasión marinas a lo largo de la costa (Rodríguez *et al.*, 2012; Jara-Muñoz *et al.*, 2015). Por su parte, al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$, existen varias fallas principales regionales de orientación NS a NNE (*e.g.*, las fallas y zonas de falla Romeral, FR; Silla del Gobernador, ZFSG; y Puerto Aldea, FPA; Figura 2.4), que configuran el segmento más austral del Sistema de Falla de Atacama (*e.g.*, Emparán & Pineda, 2000, 2006; Arancibia, 2004; Charrier *et al.*, 2007). Existen evidencias de movimientos de tipo normal durante el Cuaternario tardío para la FPA y para un grupo de fallas subverticales de rumbo NS a NNW localizadas hacia el borde occidental de los Altos de Talinay ($\sim 30^\circ 15' - 31^\circ\text{S}$; *e.g.*, fallas Quebrada Palo Cortado, Los Hornitos, Los Loros, El Fraile y Quebrada del Teniente; Paskoff, 1970; Ota & Paskoff, 1995; Heinze, 2003; Saillard *et al.*, 2009, 2012; Rodríguez *et al.*, 2013; Avilés, 2016).

La CP se localiza al este de la CC ($29^\circ - 32^\circ 30'\text{S}$) y de la DC (al sur de los $32^\circ 30'\text{S}$), posee un ancho variable de entre $\sim 40 - 100$ km. Se caracteriza por un paisaje extremadamente montañoso donde tienen lugar los valores máximos de elevación ($> 6,5$ km s.n.m.), pendiente ($> 20^\circ$) y relieve local ($> 2,5$ km) en la fracción analizada de la placa Sudamericana (Figura 2.3). Aunque por definición la CP se ubica al oeste y la Cordillera Frontal al este, el límite geomorfológico que las separa no es sencillo de establecer. Particularmente, en la parte norte no se reconoce una discontinuidad clara en los parámetros de pendiente ni relieve local (Figura 2.3 a). La asociación de la CP y Cordillera Frontal posee dos cambios notables en el rumbo a los $31^\circ 30'\text{S}$ y 34°S , que permiten la definición de tres segmentos: dos extremos con un rumbo NNE y un tramo central rumbo NNW.

La geología de la CP presenta una notable modificación a los $\sim 31^\circ 30'\text{S}$ (Figura 2.4), que permite la definición de dos segmentos (Rodríguez *et al.*, 2018). Al norte, la CP se compone de un núcleo plutónico del Carbonífero-Triásico y rocas metamórficas ordovícicas que cabalgan o están flanqueadas por sucesiones volcánico-detriticas del Mesozoico (Triásico-Cretácico Superior) intruídas por unidades plutónicas del Cretácico Superior-Paleoceno (*e.g.*, Mpodozis & Cornejo, 1986, 1988; Nasí *et al.*, 1986, 1990; Pineda & Calderón, 2008). Al sur de los $\sim 31^\circ 30'\text{S}$, la CP

consiste en un núcleo de rocas principalmente volcánicas y, en menor medida, sedimentarias del Cenozoico (Oligoceno Superior-Mioceno), flanqueadas al oeste, hasta los $\sim 33^{\circ}\text{S}$, por sucesiones volcano-detríticas del Cretácico Superior y al este por rocas principalmente sedimentarias del Jurásico Inferior-Cretácico Superior, intruídas por plutones que decrecen en edad hacia el este desde el Mioceno Temprano al Plioceno tardío (*e.g.*, Klohn, 1960; Thiele, 1980; Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006b; Mpodozis *et al.*, 2009; Jara & Charrier, 2014; Charrier *et al.*, 2014); excepcionalmente, a los $\sim 33^{\circ}40'\text{S}$ se reportaron plutones del Pleistoceno (Baeza, 1999). Al sur de los $\sim 33^{\circ}\text{S}$, el volcanismo de arco más reciente (Plioceno más tardío al Holoceno) está representado por coladas de lava y colosales edificios volcánicos activos e inactivos emplazados a lo largo de la divisoria de aguas continental (*e.g.*, Charrier & Munizaga, 1979; Thiele, 1980). Finalmente, existen depósitos aluviales, glaciales y de remoción en masa (megadeslizamientos) de edad Pleistoceno y Holoceno que cubren el fondo de algunos valles y laderas montañosas de la CP (*e.g.*, Thiele, 1980; Nasi *et al.*, 1986; Rivano & Sepúlveda, 1986; Antinao & Gosse, 2009).

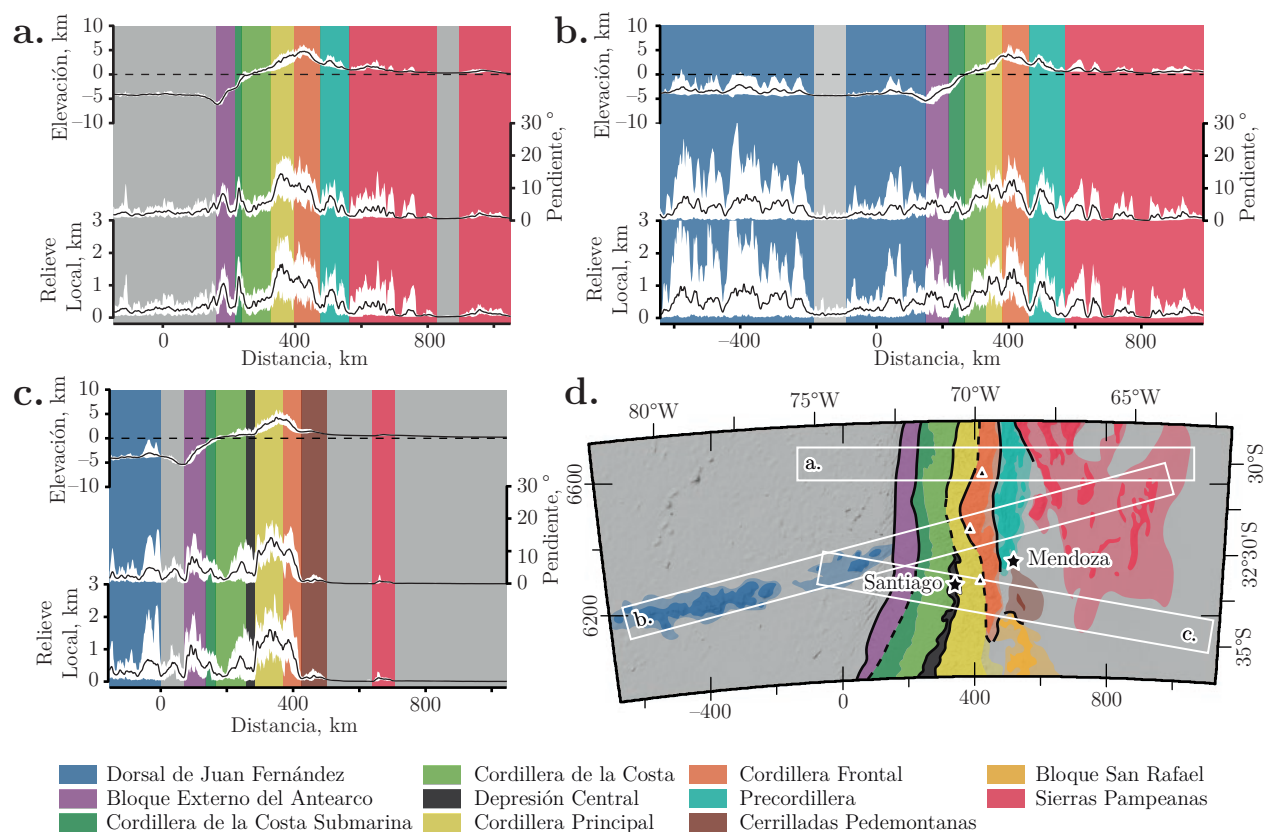


Figura 2.3: Perfiles de franja de elevación, pendiente y relieve local a lo largo de tres transectas (fuente de la información, parámetros de cálculo y localización de los perfiles de franja detallados en la Figura 2.2 a) y la distribución de las principales unidades morfoestructurales en los Andes de Chile y Argentina centrales. Los perfiles de franja: (a) Co. de la Majadita, (b) Co. Mercedario y (c) Vn. Tupungato, llevan el nombre de la mayor elevación topográfica dentro del mismo. (d) Mapa de unidades morfoestructurales. Por referencia, las franjas de los perfiles (a), (b) y (c) se muestran como rectángulos blancos en (d). En el gráfico de topografía, la línea negra segmentada indica elevación 0 m s.n.m.; en todos los gráficos de franja, las líneas negras continuas muestran los valores promedios de cada parámetro y el área blanca acota los valores mínimos y máximos; en (d) las líneas negras representan límites de unidades morfoestructurales según grado de certeza, las líneas continuas para límites bien definidos y las líneas segmentadas para límites inferidos.

2.2.2. Cordillera Principal

Al igual que en la CC, la deformación tectónica relacionada con la actividad de fallas en la CP es longeva y compleja (Figura 2.4). Se ha interpretado que el alzamiento cenozoico de la CP ha sido conducido mayoritariamente por el acortamiento producido por el movimiento inverso de fallas de rumbo NS (*e.g.*, Moscoso, 1977; Moscoso & Mpodozis, 1988; Nasi *et al.*, 1986, 1990; Giambiagi *et al.*, 2003; Farías *et al.*, 2008a; Mpodozis *et al.*, 2009; Rodríguez *et al.*, 2012; Jara & Charrier, 2014). Hacia el flanco occidental de la CP dominan las fallas inversas de vergencia oeste (*e.g.*, FV, FL y SFP). Al norte de los $\sim 32^{\circ}\text{S}$, la actividad más relevante de estas fallas se acota entre (1) el Oligoceno-Mioceno Temprano analizando la respuesta erosional del paisaje (Aguilar *et al.*, 2013), o (2) entre el Eoceno Medio-Oligoceno Temprano interpretando las edades de exhumación como producto de la erosión en respuesta al alzamiento de roca y superficie (Lossada *et al.*, 2017; Rodríguez *et al.*, 2018). Al sur de los $\sim 32^{\circ}\text{S}$, la actividad de las fallas inversas vergentes al oeste comenzaría en el Mioceno Temprano (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005), no obstante sería particularmente importante durante el Mioceno Tardío-Plioceno (Fock *et al.*, 2006a; Farías *et al.*, 2008b; Rodríguez *et al.*, 2012) e incluso, algunas fallas a lo largo del SFP presentan evidencias durante el Cuaternario tardío (Rauld, 2002, 2009, 2011; Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014; Troncoso, 2014; Medina, 2018). Por su parte, hacia el sector oriental de la CP existen fallas inversas vergentes al este, por ejemplo: las fallas La Plata y Baños del Toro ($\sim 28^{\circ}50' - 30^{\circ}20'\text{S}$) que cabalgan la CP sobre la Cordillera Frontal (Maksaev *et al.*, 1984; Moscoso & Mpodozis, 1988; Mpodozis & Cornejo, 1986, 1988; Nasi *et al.*, 1990; Salazar *et al.*, 2013; Rodríguez *et al.*, 2018). Al sur de los $\sim 33^{\circ}\text{S}$, partiendo por la el Sistema de Fallas El Diablo-El Fierro (SFED-EF; Figura 2.4), que cabalga los depósitos oligo-miocenos sobre las sucesiones sedimentarias mesozoicas, hacia el este se expresa una serie de cabalgamientos que estructuran las fajas plegadas y corridas de la CP (*e.g.*, Ramos *et al.*, 1996; Charrier *et al.*, 2002, 2005; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock, 2005). Un aspecto sobresaliente de la CP al sur de los $\sim 33^{\circ}\text{S}$, es la prominente actividad sísmica cortical (0-20 km de profundidad) que se desarrolla bajo esta (*e.g.*, Barrientos *et al.*, 2004; Barrientos, 2007).

2.2.3. Depresión Central

La DC se extiende al sur de los $\sim 32^{\circ}30'\text{S}$ ocupando la región intermedia entre las cordilleras de la Costa y Principal. Posee un ancho variable ($\sim 10\text{-}40$ km) y un paisaje plano e inclinado que pierde elevación hacia el sur y oeste, a partir de ~ 900 m s.n.m. que alcanza al oriente de Santiago. Sus límites occidental y oriental son sinuosos y están definidos por repentinas transiciones hacia paisajes montañosos que, ocasionalmente, se proyectan dentro de la franja formando angosturas y discontinuidades.

Como unidad geológica, la DC esta constituida por los depósitos sedimentarios e ignimbríticos que alcanzan una potencia de $\sim 0,5$ km bajo la cuenca de Santiago (Figura 2.4; Araneda *et al.*, 2000; Pastén *et al.*, 2015). El sustrato rocoso de la DC aflora parcialmente en cerros islas y cordones montañosos que dan origen a angosturas y discontinuidades a la depresión (*e.g.*, Angostura de Paine y Cordón de Chacabuco, a los $\sim 34^{\circ}\text{S}$ y $\sim 33^{\circ}\text{S}$, respectivamente). Litológicamente, las rocas que afloran en estos cerros islas y cordones montañosos, corresponden a las unidades más orientales de la CC y las más occidentales de la CP, que se ponen en contacto mediante fallas y discordancias a lo largo del eje central de la DC (Sellés, 2000; Fock,

2005; Farías, 2007; Farías *et al.*, 2008b).

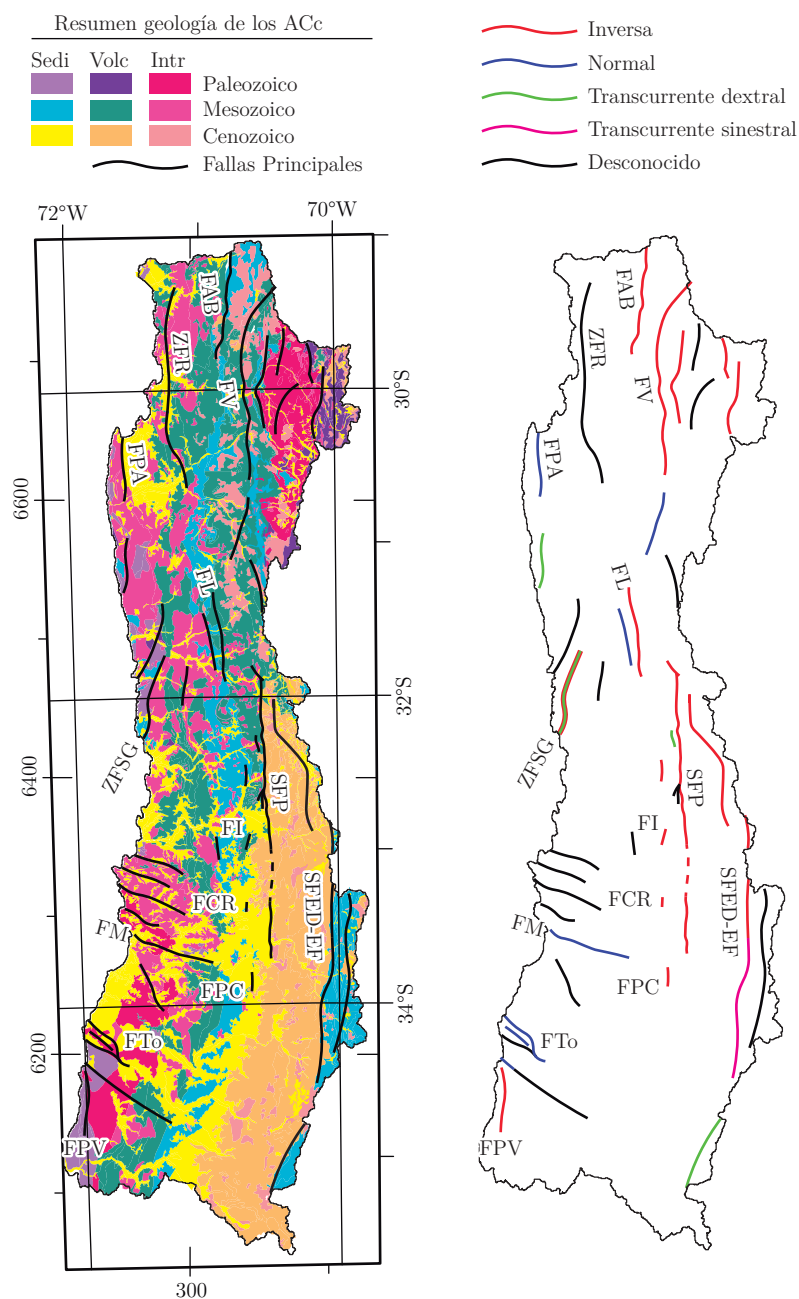


Figura 2.4: Mapa de distribución de las unidades litológicas en los Andes de Chile central. Unidades litológicas según el Mapa Geológico de Chile a escala 1:1 000 000 (SERNAGEOMIN, 2003), agrupadas de acuerdo a su principal origen genético: sedimentario, volcánico o intrusivo. La ubicación de las fallas, sistemas y zonas de falla principales es aproximada (Fuentes: Carter & Aguirre, 1965; Thiele, 1980; Nasi *et al.*, 1986; Rivano & Sepúlveda, 1986, 1991; Moscoso, 1977; Moscoso & Mpodozis, 1988; Rivano *et al.*, 1993; Godoy *et al.*, 1999; Emparán & Pineda, 2000; Sellés, 1999; Sellés & Gana, 2001; Rauld, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock, 2005; Emparán & Pineda, 2006; Farías *et al.*, 2011; Aron *et al.*, 2013, 2015; Arias-Aránquiz *et al.*, 2018; Arias-Aránquiz, 2019; Santibáñez *et al.*, 2019). Las siglas se detallan en el texto.

Las principales fallas reconocidas en la DC afloran de manera discontinua a lo largo de su eje central, poseen generalmente rumbos NS y sus últimos movimientos son de tipo inverso vergente al oeste (Figura 2.4). Estas fallas afloran entre los $\sim 33^{\circ}\text{S}$ y $\sim 34^{\circ}\text{S}$ y corresponden,

de norte a sur, a la FI, FCR y FPC (Sellés, 1999; Sellés & Gana, 2001; Fock, 2005). Cabe destacar que, inmediatamente al norte de la terminación septentrional de la DC ($\sim 32^{\circ}30'S$), recientemente se ha descrito la Falla Las Minillas (FLM), estructura inversa vergente al oeste (Arias-Aránguiz *et al.*, 2018; Arias-Aránguiz, 2019).

2.3. Alzamiento y exhumación en el Neógeno

Considerando que los alzamientos de superficie (U_s) y roca (U_r), y la exhumación (E_r) están relacionados según la Ecuación 2.1 (England & Molnar, 1990):

$$U_s = U_r - E_r, \quad (2.1)$$

y que los procesos capaces de destechar/desenterrar las rocas son la erosión, fallamiento normal y adelgazamiento o flujo dúctil (Ring *et al.*, 1999). Entonces, la exhumación en un orógeno convergente en zona de subducción en avance, como es los Andes de Chile y Argentina centrales, es ocasionada principalmente por la erosión, debido al alzamiento tectónico impulsado por un flujo de engrosamiento (ver Anexo B, para más detalle).

Actualmente, existe cierto consenso en que el alzamiento de roca y superficie más significativo de los Andes Centrales ocurrió a partir del Mioceno, fundamentalmente en los últimos 10 Ma (ver Charrier *et al.*, 2009 y Schildgen & Hoke, 2018, para una síntesis). No obstante, en los Andes de Chile central al norte de los $\sim 32^{\circ}S$, luego de la formación de la Cordillera Incaica y su exhumación por erosión durante el Eoceno (*e.g.*, Charrier *et al.*, 2009; Lossada *et al.*, 2017; Rodríguez *et al.*, 2018), el último episodio de alzamiento tectónico relevante ocurrió durante el Oligoceno-Mioceno Temprano y habría alzado diferencialmente la superficie de la CP con respecto a la de la CC, mediante la actividad del sistema de fallas Vicuña-San Felix y dando origen a un frente montañoso distinguible hasta la actualidad (Aguilar, 2010; Aguilar *et al.*, 2013). La edad estimada para este evento de alzamiento es relativamente consistente con edades termocronológicas que indican que el último episodio de exhumación importante de la CP, entre los $\sim 30^{\circ}S$ y $32^{\circ}S$, ocurrió en el Mioceno Temprano a Medio ($\sim 22-14$ Ma; Rodríguez *et al.*, 2018), con una magnitud máxima de 2 km, estimada a los $\sim 30^{\circ}S$ (Lossada *et al.*, 2017). Posteriormente, entre el Mioceno Medio a Tardío, prevaleció un evento de alzamiento generalizado de todo el antearco concomitante con la activación de fallas NS que formaron un frente topográfico secundario al interior de la CC (Aguilar *et al.*, 2013; Rodríguez *et al.*, 2014). A partir del Pleistoceno, el alzamiento de la CC al norte de los $32^{\circ}S$ se evidencia en la formación de sucesivas pediplanicies y terrazas de abrasión marinas (*e.g.*, Paskoff, 1970; Saillard *et al.*, 2009; Rodríguez *et al.*, 2013, 2014).

Al sur de los $\sim 32^{\circ}S$, Farías *et al.* (2008b) proponen que la mayor parte del alzamiento de superficie habría ocurrido en un evento Mioceno a partir de los ~ 10 Ma (edad central: 7,6 Ma) y cuya respuesta erosiva habría progresado hasta alcanzar la cabecera de las redes de drenaje hace ~ 2 Ma. A partir del Plioceno, el alzamiento de roca y superficie, y la exhumación de los Andes de Chile central parece haber persistido, sin embargo, en la actualidad no existe consenso en relación a la magnitud total del evento. Mientras que algunos autores estiman factible que la CP haya experimentado una exhumación total neógena de hasta 8 km (Maksaev *et al.*, 2009), otros sostienen un alzamiento de superficie máximo es del orden de $\sim 2,5$ km (Farías *et al.*, 2008b), haciendo incompatible ambos hechos según lo dictado en la Ecuación 2.1.

El alzamiento de superficie total de los Andes de Chile central habría ocurrido de manera generalizada con magnitudes que para la CC van desde 1,5-2,1 km (33°-34°S) y <1 km (35°S), y para la CP van de ~2 km en la parte occidental y entre ~1,5 km (34°30'S) y >2,5 (33°45'S) en la parte central y oriental (Farías *et al.*, 2008b). Así, durante los últimos ~10 Ma el alzamiento de superficie diferencial estimado para la CP con respecto de la CC no superaría los 1,1 km a la latitud de Santiago (Farías *et al.*, 2008b). Se interpreta que el alzamiento de superficie diferencial de la CP fue generado por el movimiento inverso vergente al oeste del SFP (Farías *et al.*, 2008b; Armijo *et al.*, 2010) o por la activación de otras fallas localizadas más oeste (Rodríguez *et al.*, 2012). La presencia de escarpes de fallas a lo largo del SFP, así como terrazas fluviales basculadas al este inmediatamente al este de su traza, evidencian que el alzamiento tectónico diferencial de la CP es un proceso activo a escala del Cuaternario tardío (Ormeño, 2007; Rauld, 2011; Vargas *et al.*, 2014; Troncoso, 2014).

2.3.1. Tectónica activa en el Sistema de Fallas Pocuro

Actualmente, las evidencias directas de tectónica activa detectadas a lo largo del SFP se localizan al borde oriental de depresión de Los Andes-San Felipe y del valle de Santiago con la FCB y FSR, respectivamente (Figura 1.1). Allí los sistemas de abanicos aluviales del piedemonte están deformados superficialmente por escarpes de falla (Rauld, 2002; Rauld *et al.*, 2006; Rauld, 2011) o sus depósitos se encuentran basculados y cabalgados por rocas (Troncoso, 2014; Medina, 2018). El estudio de una trinchera paleosismológica en uno de los escarpes de la FSR ha llevado a determinar la ocurrencia de dos rupturas superficiales durante el Cuaternario tardío (~19-17 ka y ~8 ka), cuyos desplazamientos fueron de ~5 m por evento (Vargas *et al.*, 2014). Recientemente, Menares (2018) mediante el estudio de un sondeaje de diamantina demostró que la FSR cabalga, a más de 130 m de profundidad, rocas de la Formación Abanico sobre gravas fluvio-aluviales, que se estiman, cuaternarias.

Es conocido que los sismos superficiales, de moderada magnitud (magnitud de momento, $M_w \sim 7$; Hanks & Kanamori, 1979), asociados al movimiento de fallas corticales localizadas cerca de ciudades son capaces de generar gran devastación material y pérdidas humanas (Dolan *et al.*, 1995; Bilham, 2009; McCalpin, 2009). Producto de ello y dada la cercanía de la FCB y FSR con las ciudades Los Andes y Santiago (Figura 1.1), actualmente existe gran interés público⁴ en determinar la peligrosidad que representan. Por medio de análisis estructurales, geofísicos, geomorfológicos y paleosimológicos, principalmente enfocados en la FSR, se han determinado/estimado las características geométricas de primer-orden de las fallas y desplazamientos por evento. A partir de ello, las estimaciones de magnitudes posibles para los sismos producto de la activación de parcial o total de los segmentos de falla fluctúan entre $M_w \sim 6-7$ para la FCB (Troncoso, 2014; Medina, 2018) y $M_w \sim 6,2-7,5$ para la FSR (Vargas *et al.*, 2014; Estay *et al.*, 2016).

Actualmente, la tectónica activa a lo largo del SFP solo ha sido probada en contextos de piedemonte y no donde su traza se interna en paisajes montañosos. Unos 17 km al norte de la terminación septentrional de la FCB, Campbell (2005) indicó que la traza del SFP es cortada por diques no deformados de $23,5 \pm 11$ Ma por trazas de fisión en apatito. Más al norte (~32°S) y basados en geología regional, Jara (2013) y Jara & Charrier (2014) indicaron

⁴<https://prensa.presidencia.cl/lfi-content/uploads/2017/05/may232017arm-falla-san-ramon-final.pdf>

que los últimos movimientos de importancia del SFP habrían ocurrido con anterioridad al Mioceno. No obstante, los abundantes depósitos de megadelizamientos cuaternarios en la CP ($\sim 32^{\circ}$ - $34^{\circ}30'S$), muchos de los cuales se ubican en las cercanías de la traza del SFP, sugieren una relación de causalidad con su actividad sísmica cuaternaria ([Antinao & Gosse, 2009](#); [Moreiras & Sepúlveda, 2014](#)).

Capítulo 3

Materiales, métodos y teoría

El propósito del análisis geomorfológico remoto es visualizar tendencias a partir del tratamiento de datos de elevación e imágenes satelitales y aéreas, y relacionar estas tendencias con la precipitación moderna, la litología, las tasas de erosión, edades de exhumación y patrones de alzamiento de roca hipotéticos. Para efectuar los análisis a diferentes escalas espaciales en los Andes de Chile central y el borde occidental de la CP entre los 32°S y 33°S se usaron los DEMs: GMRT (Ryan *et al.*, 2009), interpolado a 90 m/px; SRTM NASA Version 3.0. de 3 (NASA-JPL, 2013b) y 1 (NASA-JPL, 2013a) segundo de arco proyectados a 90 y 30 m/px, respectivamente; ALOS PALSAR *Radiometrically Terrain-Corrected* (RTC) de 12,5 m/px (JAXA, 2008); y modelos propios de 4 y 0,1 m/px de resolución espacial. Y las imágenes satelitales: ASTER L1B (NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems and U.S./Japan ASTER Science Team, 2001) de 15, 30 y 90 m/px (según bandas), y WorldView-3⁵; y aéreas digitales: SAF⁶ GEOTEC-1996, escala 1:50 000 y 1200 ppp de resolución. Adicionalmente, para un sector específico se obtuvieron fotos aéreas mediante el vuelo de un vehículo aéreo no tripulado (UAV; *unmanned aerial vehicle*).

Los tratamientos de datos de elevación consistieron en el cálculo de *rasters* de pendiente, relieve local y relieve sombreado, parámetros morfométricos de canales mediante el análisis chi, y regresiones pendiente-área de segmentos de canal específicos. Por su parte, el procesamiento de las imágenes satelitales y aéreas incluyó la generación de DEMs y anaglifos mediante fotogrametría digital. Dado que este trabajo no tiene un foco metodológico, a continuación se hará una revisión somera sobre cada proceso indicando las herramientas y parámetros esenciales utilizados.

El cálculo, el análisis y la exportación de resultados gráficos se llevaron a cabo mediante el uso combinado de los *softwares* ArcGIS, PCI-Geomatica, Agisoft, Blender, Matlab, LSDTopoTools, Adobe Illustrator y Adobe Photoshop.

⁵Imagen RGB a color natural disponible en Bing-Maps y descargada mediante el *software* SAS.Planet (https://bitbucket.org/sas_team/sas.planet.bin/downloads/).

⁶Servicio Aerofotogramétrico, Fuerza Aérea de Chile (<https://www.saf.cl/>).

3.1. Morfometría del paisaje

3.1.1. Pendiente de ladera y relieve local

La pendiente en cada pixel al interior del DEM se obtiene mediante la técnica del promedio máximo (Burrough & McDonell, 1998) que básicamente calcula la inclinación máxima del plano mejor ajustado sobre una vecindad de 3×3 en torno al pixel objetivo (ESRI, 2018b). La pendiente de ladera se obtiene reemplazando el valor de pendiente local de cada pixel por el promedio de pendientes dentro de una vecindad de forma y tamaño especificado fijo. Este producto se consigue ejecutando la herramienta de estadísticas focalizadas (ESRI, 2018a) orientadas al cálculo del promedio estadístico dentro de una ventana circular.

El «relieve», introducido por Partsch (1911, pp. 586-587) como *reliefenergie*, corresponde a la diferencia de elevación entre el punto más alto y bajo dentro de un área predeterminada. Siguiendo esencialmente los procedimientos de Ahnert (1970, 1984), el relieve local se obtiene del cálculo del rango estadístico dentro de una vecindad de forma y tamaño homogéneo en torno del pixel objetivo (Montgomery & Brandon, 2002). Este producto se consigue ejecutando la herramienta de estadísticas focalizadas (ESRI, 2018a) orientadas al cálculo del rango estadístico dentro de una ventana circular.

El tamaño de la ventana circular afecta la magnitud de los valores de pendiente de ladera y relieve local obtenidos, así como su significado. DiBiase *et al.* (2010) analizaron la relación entre la pendiente de ladera (promedio de pendientes dentro de cuencas) y relieve local a diferentes escalas en las Montañas de San Gabriel (USA). Ellos observaron que el relieve local a radios pequeños (<100 m) es solo una medida gruesa de la pendiente de ladera, a radios medios (1-5 km) corresponde a una medida del gradiente de los canales tributarios, y a escalas grandes (>10 km) la métrica se transforma en una medida de la altura máxima. Debido a esta variabilidad en el significado de los parámetros, los radios de las ventanas circulares usadas para el suavizado de los *rasters* de pendiente y relieve local se detallan en los pies de figura respectivos.

3.1.1.1. Perfiles de franja

Los perfiles de franja de datos espaciales, en este caso de parámetros topográficos (*e.g.*, elevación, pendiente y relieve local), consisten en la proyección de varios perfiles paralelos e igualmente espaciados dentro de una franja de ancho determinado (Baulig, 1926; Fielding *et al.*, 1994). Los datos para la confección de los perfiles de franja se extrajeron con el complemento para ArcGIS denominado SwathProfiler (Pérez-Peña *et al.*, 2017). Además de los clásicos perfiles de franja rectos, SwathProfiler permite extracción no sesgada y eficiente de datos para perfiles sinuosos (más detalle del problema de franjas sinuosas en Telbisz *et al.*, 2013 y Hergarten *et al.*, 2014). La operación de SwathProfiler requiere de un *raster* de entrada, una línea base o eje de la franja, el ancho de la franja, la cantidad de perfiles y el paso de muestreo. La cantidad de perfiles y paso de muestreo se ajustaron para capturar la mayor cantidad de información a partir de la resolución del *raster* utilizado. Por ejemplo, para *rasters* de 90 m/px (Figura 4.1), los datos de la «franja a» de 50×200 km (Figura 4.2 a) se extrajeron a partir de 555 perfiles con un paso de 1 px.

SwathProfiler arroja una tabla de datos con columnas que contienen la información topográfica

de cada perfil al interior de la franja y columnas extras con datos estadísticos de promedio, mínimo, máximo y cuartiles. A partir de esta tabla de datos, los gráficos finales se generan mediante la compilación de *scripts* de Matlab desarrollados en este trabajo. Para los casos simples del graficado del promedio y los valores máximos y mínimos (*e.g.*, Figura 4.2 a, b, c y d), los datos son directamente extraídos de las columnas específicas que contienen dichos valores. Por su parte, el graficado de los datos de franja mediante el coloreo por densidad de datos requiere de un procesamiento adicional. Para mayor comprensión, se adjunta el Algoritmo D.1 utilizado para el graficado de la franja de pendiente de la ladera de la CP mostrada en la Figura 4.2 f.

3.1.2. Mapeo automático de superficies de bajo-relieve

Para el mapeo automático de las superficies de bajo-relieve en los Andes de Chile central, en particular en la CP y CF, se utilizó el *raster* de relieve local, específicamente el mostrado en la Figura 4.1 c. En ArcGIS se procedió a la selección automática de los píxeles con relieve local $< 0,8$ km y la posterior conversión de aquellas áreas a polígonos. Finalmente, se eliminaron de manera manual todos aquellos polígonos ubicados en la CC y los que representan el fondo de valles amplios y topográficamente bajos en la CP y CF.

Inicialmente, se procedió a la selección de superficies de bajo relieve según el umbral de 0,6 km utilizado por Clark *et al.* (2006) en un análisis topográfico del *plateau* tibetano oriental. Sin embargo, se notó que numerosas superficies de bajo relieve descritas, en la CP y CF al norte de los $\sim 30^\circ\text{S}$ (Bissig *et al.*, 2002) y al sur de los $\sim 32^\circ 30'\text{S}$ (Farías *et al.*, 2008b; Escribano, 2008), no aparecían bien representadas o, incluso, seleccionadas. Considerando que las regiones aledañas a las superficies de bajo-relieve (< 600 km) son promediadas con las regiones altamente incisas de alto relieve contiguas, se distingue una zona topográfica transicional que abarca el intervalo de relieve local entre 0,6 y 1 km (Clark *et al.*, 2006). Así, considerando un umbral de selección de superficies de bajo-relieve en 0,8 km, la mitad del intervalo de promediado con zonas de alto-relieve, se observó una correcta representación de las superficies en los Andes de Chile central.

3.1.3. Relieve Sombreado

En palabras sencillas, un *raster* de relieve sombreado (*hillshade*) es una representación del terreno en colores a escala de grises que simbolizan las zonas iluminadas y en sombras dada una posición hipotética del sol. Aunque los *softwares* GIS poseen algoritmos básicos para la generación de relieves sombreados, en esta tesis se utilizó el *software* de animación digital Blender (Blender Foundation, 2018) por la mayor calidad de sus productos. Mediante el uso de BlenderGis⁷ (una extensión específica de Blender para el ingreso y procesamiento de DEMs georeferenciados), el proceso de generación de relieve sombreado se llevó a cabo mediante el tutorial disponible en la página web *The Wandering Cartographer* (Hite, 2014a,b).

⁷<https://github.com/domlysz/BlenderGIS>

3.2. Morfometría de redes de drenaje

El cálculo de parámetros morfométricos (θ , k_{sn} y χ) y la extracción de *knickpoints* se realizó mediante el análisis chi (Mudd *et al.*, 2018a; Gailleton *et al.*, 2018) en el paquete «LSDTopoTools_ChiMudd2014» (Mudd *et al.*, 2014) del *software* Edinburgh Land Surface Dynamics Topographic Tools (LSDTopoTools⁸). La filosofía de los creadores de LSDTopoTools es facilitar la «reproductibilidad» de los análisis topográficos mediante la ejecución de procesos cálculo automáticos determinados por parámetros dentro de un archivo controlador o *driver*. Diferentes tipos de análisis son posibles de realizar a través de la ejecución de la función `chi_mapping_tool.exe` con diferentes archivos *driver*. En particular, se implementó un análisis para constreñir el valor de θ_{ref} , calcular los índices k_{sn} y χ , y extraer *knickpoints* de manera objetiva.

3.2.1. Antecedentes

El proceso de incisión en las rocas expuestas en superficie de la Tierra, particularmente en los paisajes escarpados de orógenos activos, es lo que convierte a los ríos en elementos cruciales de la evolución de los paisajes erosionales (*e.g.*, Whipple, 2004; Wobus *et al.*, 2006a). Como venas, los ríos establecen redes integradas capaces de recolectar y movilizar agua, sedimentos, materia orgánica y nutrientes desde regiones montañosas elevadas hacia los océanos (Willett *et al.*, 2014). Para el propósito de esta tesis, es de interés establecer el contexto empírico y teórico en el cual se sitúa el análisis de los perfiles longitudinales de los ríos.

3.2.1.1. Perspectiva empírica

Comenzando por Hack (1957), varios autores en la segunda mitad del siglo XX observaron, de alguna manera u otra, que la forma de los perfiles de río «graduados» (*graded river profiles*) refleja una relación de ley de potencia entre la pendiente local (S) y el área drenada contribuyente (A ; Morisawa, 1962; Hack, 1973; Flint, 1974). Bajo el nombre de «Ley de Flint» (Ecuación 3.1; Flint, 1974; Tarboton *et al.*, 1991), esta relación se expresa como:

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (3.1)$$

donde θ se el «índice de concavidad» e indica cuan cóncavo ($\theta > 0$), convexo ($\theta < 0$) o lineal ($\theta = 0$) es un perfil de río; k_s es el «índice de empinamiento» y establece el gradiente general del canal. θ y k_s son índices empíricos ya que representan las propiedades geométricas de los ríos y cuencas de drenaje, y sus valores pueden obtenerse directamente de la topografía vía regresión lineal de los datos de S y A (análisis S - A ; Kirby *et al.*, 2003; Wobus *et al.*, 2006a). Dada la Ecuación 3.2, la pendiente y el intercepto de la regresión corresponden a θ y k_s , respectivamente.

$$\log S = -\theta \log A + \log k_s \quad (3.2)$$

En la Ecuación 3.1, el valor numérico y la unidad de medida de k_s depende del valor de θ de cada canal en particular. Con el propósito de evitar esta dependencia y permitir la comparación

⁸<https://lsdtopotools.github.io/>

de los «empinamientos» entre canales diferentes se calcula el índice de empinamiento de canal normalizado (k_{sn}) a partir del establecimiento de la «concauidad de referencia» (θ_{ref} ; [Wobus et al., 2006a](#)). El valor de θ_{ref} debe ser escogido en concordancia con la distribución de los valores de θ en el paisaje, siendo común el reporte de valores dentro del rango 0,35-0,65 (*e.g.*, [Snyder et al., 2000](#); [Kirby & Whipple, 2001](#); [Kirby et al., 2003](#); [Wobus et al., 2003, 2006a](#)). La amplia utilización de $\theta_{\text{ref}} = 0,45$ permite hacer la comparación directa de valores k_{sn} locales con datos disponibles alrededor del mundo (*e.g.*, [Wobus et al., 2006b](#); [Kirby & Whipple, 2012](#)).

$$k_{\text{sn}} = SA^{\theta_{\text{ref}}} \quad (3.3)$$

Más allá de la matemática, el análisis S - A de los ríos en la naturaleza indica que la [Ecuación 3.1](#) presenta desviaciones. Por un lado, la Ley de Flint aplica para valores de A que excedan un umbral mínimo, A_{cr} , que define el paso desde una topografía divergente a una convergente ([Montgomery & Dietrich, 1992](#); [Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993](#)). Del punto de vista erosivo, A_{cr} refleja la transición desde procesos de incisión de canales coluviales, dominados por flujos de detritos, a procesos fluviales propiamente tal (*e.g.*, [Seidl & Dietrich, 1992](#); [Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993](#); [Sklar & Dietrich, 1998](#); [Stock & Dietrich, 2003](#)). El A_{cr} típicamente está en el rango entre 0,1-5 km² ([Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993](#); [Stock & Dietrich, 2003](#); [Wobus et al., 2006a](#)).

Dentro del régimen de escalamiento S - A fluvial (*i.e.*, aguas abajo de A_{cr}) es común observar quiebres o *knickpoints* separando segmentos de canal con valores diferentes de θ , k_{sn} o ambos. Dada la similitud entre la [Ecuación 3.1](#) y la predicción teórica presentada en la sección [Perspectiva teórica](#) (a continuación), numerosos trabajos muestran que los cambios de k_{sn} pueden correlacionarse con las variaciones espacio-temporales de las propiedades del sustrato rocoso, precipitación y alzamiento de roca (*e.g.*, [Kirby & Whipple, 2001](#); [Kirby et al., 2003](#); [Wobus et al., 2003, 2006a](#); [Harkins et al., 2007](#); [Hu et al., 2010](#)). Un creciente número de estudios han reportado de forma empírica que existe una relación monótona positiva entre el k_{sn} y las tasas de erosión (E):

$$E \propto k_{\text{sn}} \quad (3.4)$$

que hacen emerger al k_{sn} como una métrica topográfica robusta que refleja interacción entre el clima, litología y tectónica (*e.g.*, [Safran et al., 2005](#); [Harkins et al., 2007](#); [Ouimet, 2007](#); [Ouimet et al., 2009](#); [DiBiase et al., 2010](#); [Cyr et al., 2010](#); [Kirby & Ouimet, 2011](#); [Lague, 2014](#); [Godard et al., 2014](#)).

La explosión en la calidad y disponibilidad de DEMs ([Tarboton et al., 1991](#)) en conjunto con los avances en materia de *hardware* y *software* computacionales (*e.g.*, [Whipple et al., 2007](#)), han impulsado el análisis de los perfiles de río en la búsqueda de desviaciones en el régimen de escalamiento S - A fluvial. Sin embargo, el error y el ruido inherente en los DEMs lleva a que los datos de S lo sean aún más, provocando generalmente que los gráficos logarítmicos del análisis S - A sean difíciles de interpretar ([Wobus et al., 2006a](#)). Actualmente, es posible esquivar esta limitación a través del análisis- χ , que permite reconocer quiebres directamente a partir de la elevación (z) de los canales antes que en su S ([Royden et al., 2000](#); [Harkins et al., 2007](#); [Perron & Royden, 2013](#); [Mudd et al., 2014](#)). La variable χ surge de la integración de la Ley de Flint ([Ecuación 3.1](#)) en la dirección aguas arriba a largo de un perfil longitudinal

de un río, desde el nivel base (x_b) hasta el punto de observación (x).

Considerando S como:

$$\frac{dz}{dx} = k_s A^{-\theta},$$

se implementa la integración:

$$\int_{x_b}^x dz = \int_{x_b}^x k_s A^{-\theta} dx,$$

si k_s independiente de x :

$$z = z_b + (k_s) \int_{x_b}^x \frac{dx}{A(x)^\theta}.$$

Para permitir que el perfil del río transformado al espacio χ -elevación tenga dimensiones de distancia en el eje χ , se introduce la constante de área de referencia (A_0 ; Perron & Royden, 2013):

$$z = z_b + \left(\frac{k_s}{A_0^\theta} \right) \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^\theta dx,$$

Así, la coordenada χ está dada por:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^\theta dx. \quad (3.5)$$

La magnitud de la coordenada χ en cualquier punto a lo largo del perfil del río depende del efecto normalizador del valor A_0 escogido. Dado que z generalmente se expresa en unidades de metro es adecuado considerar que $A_0 = 1 \text{ m}^2$. De esta forma, la pendiente de los perfiles longitudinales de río transformados al espacio χ -elevación es igual al k_s y, de manera equivalente si consideramos que $\theta = \theta_{\text{ref}}$, al k_{sn} (Whipple *et al.*, 2017; Mudd *et al.*, 2018b):

Remplazando k_{sn} y θ_{ref} :

$$z = z_b + \left(\frac{k_{\text{sn}}}{A_0^{\theta_{\text{ref}}}} \right) \chi$$

simplificando se obtiene que:

$$z = z_b + k_{\text{sn}} [\text{m}^{-2\theta_{\text{ref}}}] \chi.$$

Con χ calculado para θ_{ref} dado según la [Ecuación 3.6](#).

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^{\theta_{\text{ref}}} dx. \quad (3.6)$$

3.2.1.2. Perspectiva teórica

Sostenido en una serie de aproximaciones, abstracciones fenomenológicas y relaciones geométricas, hidráulicas e hidrológicas, la erosión del lecho de un canal fluvial puede ser modelada como una ley de potencia (Howard, 1980) entre la tasa de incisión (I), el área drenada contribuyente (A) y la pendiente local del canal (S):

$$I(z, t) = K(x, t) A(x, t)^m S(z, x)^n, \quad (3.7)$$

donde z es la elevación del canal relativa a la columna de roca que lo subyace, x es la distancia horizontal del perfil longitudinal, t es el tiempo y K es el factor de eficiencia erosiva que posee información de la resistencia del sustrato, el clima, la geometría del canal y el aporte de sedimentos. Los exponentes n y m de la [Ecuación 3.7](#) son constantes que, dependiendo de los valores que tomen, pueden representar (1) la tensión de corte (*shear-stress*) en el lecho (*e.g.*, [Howard & Kerby, 1983](#); [Howard et al., 1994](#)) o (2) la potencia de la corriente (*stream-power*) por unidad de largo ([Seidl & Dietrich, 1992](#)) o unitaria ([Whipple & Tucker, 1999](#)).

La conservación de masa en un perfil de río limitado por despegue ([Ecuación 3.8](#)) supone que la velocidad vertical del perfil de río está dada por:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U(x, t) - I(z, t), \quad (3.8)$$

donde U es el alzamiento de roca medido con respecto a un nivel de base erosional relativo (para mayor claridad del concepto de alzamiento de roca, ver [Anexo B](#)). Reemplazando la [Ecuación 3.7](#) en la [Ecuación 3.8](#):

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U(x, t) - K(x, t)A(x, t)^m \left| \frac{\partial z}{\partial x} \right|^n \quad (3.9)$$

Una aproximación común para resolver la [Ecuación 3.9](#) es imponer las condiciones de estado estacionario (*steady-state*) topográfico ($\partial z/\partial t = 0 \Leftrightarrow I = U$), K y U uniformes en el tiempo y espacio, y A constante en el tiempo. Estas asunciones implican que:

$$\left| \frac{dz}{dx} \right| = \left(\frac{U}{K} \right)^{\frac{1}{n}} A(x)^{-\frac{m}{n}} \quad (3.10)$$

La ley de potencia entre S y A mostrada en la [Ecuación 3.1](#) es similar en forma a la [Ecuación 3.10](#) y es capaz de reproducir muchos elementos de los estados estacionarios y transitorios de los ríos en la naturaleza. Por ejemplo, cuando el exponente m/n adopta valores en un rango acotado en torno a 0,5 ($0,35 < m/n < 0,6$) ([Whipple & Tucker, 1999](#); [Tucker & Whipple, 2002](#)), el modelo reproduce consistentemente la relación de S y A observada en perfiles de río graduados desarrollados en condiciones de U y K uniformes (*e.g.*, [Howard & Kerby, 1983](#); [Tarboton et al., 1991](#); [Snyder et al., 2000](#); [Kirby & Whipple, 2001](#); [Duvall, 2004](#)). Además, la naturaleza ondulatoria de la [Ecuación 3.7](#) y [Ecuación 3.9](#) es capaz de reproducir ondas cinemáticas que se propagan en el espacio ([Whipple & Tucker, 1999, 2002](#); [Tucker & Whipple, 2002](#)) representando consistentemente los *knickpoints* observados en diferentes paisajes (*e.g.*, [Rosenbloom & Anderson, 1994](#); [Crosby & Whipple, 2006](#); [Harkins et al., 2007](#)).

Como resumen [Kirby & Whipple \(2012\)](#), muchos trabajos alrededor del mundo usan los perfiles de río en estado transitorio para inferir cambios en las tasas de alzamiento de roca ([Wobus et al., 2006a](#); [Crosby & Whipple, 2006](#); [Harkins et al., 2007](#)). Así, la mayoría de las características ligadas a estos estados transitorios del paisaje, y las inferencias hechas a partir de ellas, se vinculan con la evolución de los *knickpoints* de quiebre de pendiente (*slope-break*) en los sistemas fluviales ([Kirby & Whipple, 2012](#)). La respuesta transitoria esperada frente a un pulso de alzamiento de superficie/roca es la propagación aguas arriba de una onda erosiva o retroceso de escarpe (*e.g.*, [Rosenbloom & Anderson, 1994](#); [Tucker & Slingerland, 1994](#); [Kooi & Beaumont, 1996](#); [Tucker & Whipple, 2002](#)). Considerando el modelo *stream power*, la tasa de migración horizontal de los *knickpoints* generados debido al incremento en las tasas de

alzamiento dependen fuertemente del área drenada contribuyente (Berlin & Anderson, 2007). Si la erosión es el único proceso que puede cambiar la elevación del canal, la Ecuación 3.7 se puede reescribir como:

$$\frac{dz}{dt} = KA^m \left| \frac{dz}{dx} \right|^n,$$

haciendo un truco matemático

$$\frac{dx}{dt} = KA^m \left| \frac{dz}{dx} \right|^{n-1}.$$

Si la erosión se relaciona linealmente con la pendiente ($n = 1$), se obtiene que la celeridad está dada por:

$$\frac{dx}{dt} = KA^m. \quad (3.11)$$

La Ecuación 3.11 muestra directamente una fuerte dependencia de la tasa de migración horizontal de los *knickpoints* con el tamaño de las cuencas aguas arriba. Por otro lado, Niemann *et al.* (2001) mostraron que, bajo dos asunciones, los *knickpoints* de quiebre de pendiente tienen tasas de migración vertical constantes. Primero, los perfiles de río en equilibrio deben presentar un escalamiento pendiente-área como el descrito por la Ecuación 3.1, donde el índice de empinamiento (k_s) depende de la tasa de alzamiento de roca y el índice de concavidad (θ), no. Segundo, la respuesta transitoria se caracteriza por *knickpoints* de quiebre de pendiente que separan perfiles en equilibrio con las condiciones previas (aguas arriba) y presentes (aguas abajo). Bajo estas asunciones los *knickpoints* asociados con un cambio sostenido en las tasas de alzamiento de roca deberían caer a una elevación uniforme sobre un nivel base.

3.2.2. Construyendo θ_{ref}

La restricción del valor de concavidad de referencia (θ_{ref}) que caracteriza los canales de lecho rocoso en los Andes de Chile central se llevó a cabo mediante la ejecución de `chi_mapping_tool.exe` con los parámetros en el *driver* (Algoritmo D.2). `chi_mapping_tool.exe` calcula el mejor ajuste de concavidad a través de cinco métodos diferentes, dos orientados al análisis «pendiente-área» ($S-A$) y tres al análisis integral o «chi» (χ). Los métodos « $S-A_{\text{tp}}$ » y « $S-A_{\text{seg}}$ » determinan el valor de θ a partir de la regresión los puntos $S-A$ de los canales en un espacio logarítmico. Los métodos « χ_{tp} » y « χ_{bt} » determinan el valor de θ mediante la optimización de la colinealidad de los tributarios en la red drenaje en el espacio χ -elevación. El método « χ_{dis} » obtiene el valor de θ más probable mediante la optimización de la monotonía en el crecimiento de los valores χ con la elevación de todos los puntos de en la red de drenaje. Todos estos métodos son explicados en profundidad y puestos a prueba en paisajes artificiales y naturales por Mudd *et al.* (2018b).

A continuación se explica brevemente en qué consisten cada uno de los cinco métodos usados para constreñir el valor de θ . El método $S-A_{\text{tp}}$ utiliza todos los puntos $S-A$ de los canales en la red drenaje. El $S-A_{\text{seg}}$ usa solo los puntos $S-A$ del canal troncal principal en conjunto con un algoritmo de segmentación (Mudd *et al.*, 2014). El método « χ_{tp} » busca el valor de θ mediante la maximización de un estimador de máxima verosimilitud (EMV). El EMV se

genera con los residuos de las regresiones lineales de todos los puntos de los canales en el espacio χ -elevación para diferentes iteraciones de valores de θ . El método « χ_{bt} » es similar al χ_{tp} pero ejecuta un *bootstrapping*⁹ iterando sobre muestras aleatorias de puntos en los canales tributarios en el espacio χ -elevación. Así, el método χ_{bt} obtiene el valor de θ más probable a partir de la distribución estadística del conjunto de EMV de los muestreos para cada valor de θ testeado. Finalmente, el método « χ_{dis} » se basa en un *bootstrapping* sobre los puntos de los canales tributarios en el espacio χ -elevación para el cálculo de la métrica denominada χ -*disorder* (Hergarten *et al.*, 2016), la cual se minimiza para el valor de θ más probable.

Este análisis se efectuó de manera individual sobre cada una de las cuencas de drenaje mayores (Figura 4.5 a) de los Andes de Chile central a partir de los datos topográficos SRTM (NASA-JPL, 2013a) de 30 m/px. A partir de los parámetros en el *driver* (Algoritmo D.2), `chi_mapping_tool.exe` selecciona automáticamente las subcuencas, en base a la altura mínima (H_{min}) y el área drenada máxima (A_{max}) y mínima (A_{min}), y los canales dentro de ella a partir del área umbral de contribución (A_{umb}). Excepto H_{min} , que varió entre 400 y 900 m s.n.m. según el relleno aluvial a evitar (Tabla 4.2), el resto de las variables fueron fijadas según lo indicado en el *driver* (Algoritmo D.2). No fue posible la selección de subcuencas en la CC al sur de los $\sim 32^{\circ}30'S$ debido a la combinación de A_{min} y H_{min} (Figura 4.5 a).

3.2.3. Cálculo de k_{sn} y χ

El cálculo de los índices k_{sn} y χ en cada punto de los canales en las redes de drenaje de los Andes de Chile central se realizó a través de la ejecución de `chi_mapping_tool.exe` con los parámetros en el *driver* (Algoritmo D.3). `chi_mapping_tool.exe` calcula el valor χ para cada punto de los canales de las redes drenaje resolviendo la Ecuación 3.6. Considerando que $A_0 = 1 \text{ m}^2$, los valores de k_{sn} son obtenidos automáticamente a partir del cálculo de la pendiente de los perfiles de río transformados al espacio χ -elevación.

3.2.4. Extracción automática de *knickpoints*

La extracción automática y objetiva de *knickpoints* en los Andes de Chile central se realizó mediante la ejecución de `chi_mapping_tool.exe` con los parámetros en el *driver* (Algoritmo D.4). En palabras sencillas, `chi_mapping_tool.exe` reconoce las discontinuidades importantes de los perfiles longitudinales de los ríos. Estas discontinuidades se reflejan en cambios abruptos en los valores de k_{sn} a lo largo de los perfiles. Así, cada *knickpoint* se caracteriza por un Δk_{sn} en la dirección aguas abajo de los ríos y que según su signo (positivo o negativo) se denominaron como kp_+ o kp_- . Un mayor detalle de las características y funcionalidades de las herramientas para el análisis de *knickpoints* se encuentran disponibles en la página web de LSDTopoTools (Gailleton & Mudd, 2018) y en la publicación de Gailleton *et al.* (2018).

⁹Prueba estadística basada en el muestreo aleatorio con reemplazo (Efron, 1979; Efron & Tibshirani, 1993; Efron, 2003).

3.2.5. Regresiones en segmentos de canal específicos

Sin duda, la eficiencia de `chi_mapping_tool.exe` para el cálculo automático de índices k_{sn} y χ , así como para la extracción objetiva de *knickpoints* en grandes extensiones de área, es innegable. Sin embargo, su funcionalidad para el análisis de canales específicos queda al debe. Para suplir la necesidad analizar las anomalías geométricas de algunos drenajes, vislumbrada a gran escala mediante el análisis de `chi_mapping_tool.exe`, se utilizó la extensión Profiler Toolbar¹⁰ para ArcGIS y las funciones de Matlab para la generación de gráficos y regresiones creadas por Whipple *et al.* (2007). Estas herramientas y funciones permiten la extracción de los datos topográficos de canales específicos a partir de DEMs y su posterior manejo matemático. Mediante el graficado de diversas relaciones de parámetros geométricos de los canales, dentro de las que destacan los perfiles longitudinales y pendiente-área, es posible ejecutar regresiones en segmentos específicos y obtener los valores de θ y k_{sn} que mejor caracterizan su geometría. Esta herramienta ha sido ampliamente utilizada en el mundo para el análisis de las respuestas transitorias de origen tectónico registradas en los perfiles de río (*e.g.*, Wobus *et al.*, 2006a; Hu *et al.*, 2010; Cyr *et al.*, 2010; Gaidzik & Ramírez-Herrera, 2017).

3.3. Fotogrametría digital

Para el análisis remoto de detalle a lo largo de la traza principal del SFP se generaron DEMs y anaglifos a diferentes escalas espaciales mediante fotogrametría digital.

3.3.1. DEMs

El modelo más amplio fue generado mediante fotogrametría digital tradicional, tiene una resolución de 4 m/px y comprende el área entre el río Sobrante y Aconcagua ($\sim 75 \times 10$ km). El modelo de detalle en la Meseta de Jahuel ($\sim 500 \times 500$ m) se obtuvo mediante fotogrametría de estructura desde movimiento (SfM, *Structure from Motion*) y posee una resolución de 10 cm/px.

La extracción fotogramétrica del DEM de 4 m/px a partir de fotos aéreas GEOTEC-1996 (SAF, 1991) se realizó a través del *software* PCI-Geomatica 2016 y su herramienta OrthoEngine. Dado que el procedimiento fotogramétrico se encuentra detallado en un tutorial específico de PCI Geomatics (2016), a continuación se profundiza sobre los tres aspectos fundamentales que sustentan el modelo. (1) Previo al procedimiento fotogramétrico, las fotografías aéreas digitales fueron tratadas en Adobe Photoshop con el propósito de mejorar¹¹ su resolución (de 1200 a 1600 ppp) y calidad (enfoque suavizado). (2) El certificado de calibración de la cámara usado corresponde al N°3079-1991 (SAF, 1991). (3) Los puntos de control de terreno

¹⁰<http://geomorphtools.geology.isu.edu/Tools/StPro/StPro.htm>

¹¹Con fotos aéreas de $\sim 9,3 \times 9,7$ in, escala 1:50 000 y 1200 ppp de resolución, el tamaño del pixel representa $\sim 1,06$ m² en la realidad. De esta forma, la añadidura de 200 ppp significa una reducción del tamaño del pixel a $\sim 0,79$ m². De esta forma, la resolución original de las fotos aéreas, así como las resultantes del procedimiento gráfico para mejorar la resolución y calidad, están por debajo del tamaño de pixel del modelo extraído, por lo cual se razona que no tiene incidencia sobre la exactitud y precisión del modelo. Finalmente, la mejora de la resolución y calidad de las fotos aéreas solo influyen positivamente en durante el proceso de búsqueda y selección manual de GCPs.

(GCP, *ground control points*) se obtuvieron a partir de la combinación de la imagen satelital WorldView-3 y el modelo SRTM de 30 m/px, correctamente georeferenciados. La metodología de extracción y su aplicación al análisis geomorfológico en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe fue presentado por [Estay & Pinto \(2016\)](#) en el Primer Simposio de Tectónica Sudamericana.

La extracción fotogramétrica SfM del DEM de 10 cm/px se realizó por medio del *software* Agisoft, cuyo procedimiento se encuentra detallado en el tutorial¹² específico. Las fotografías aéreas usadas para confección del modelo se obtuvieron con un UVA y los GCP para georeferencia fueron obtenidos y marcados directamente en terreno.

3.3.2. Anaglifos

Con el propósito de incrementar la experiencia visual del lector en la comprensión geomorfológica del área de estudio, se generaron imágenes de anaglifo. Los anaglifos se obtuvieron a partir de la composición de las imágenes epipolares resultantes del procesamiento fotogramétrico en OrthoEngine para la obtención de DEMs a partir de imágenes satelitales ASTER L1B. La composición RGB de las imágenes epipolares se efectuó en la interfaz Focus de PCI-Geomatica 2016.

3.4. Mapeo geomorfológico

En base a observaciones de terreno e interpretación remota, y siguiendo la *Classification of Quaternary Deposits, Southern California Areal Mapping Project* (SCAMP; [Bedrossian et al., 2012](#)), se confeccionó un mapa geomorfológico a escala 1:100 000 de la región transicional entre la CP y CC (32°-33°S). Esta región fue denominada como Cuadrángulo Putaendo de 60' × 30' (~114 × ~58 km; ~6612 km²). Cada una de las unidades de depósitos superficiales cuaternarios reconocidas fue subdividida, según el caso, en una escala cronológica relativa basada en las características morfológicas, relaciones morfoestratigráficas de corte y grado de preservación de sus depósitos.

Mientras que las unidades de depósitos superficiales cuaternarios fueron mapeadas casi íntegramente a partir de este trabajo, el sustrato rocoso y la mayoría de las estructuras geológicas de escala regional fueron compiladas a partir de la bibliografía existente ([Carter & Aguirre, 1965](#); [Viteri, 1970](#); [Rivano et al., 1986, 1993](#); [Jara, 2013](#); [Jara & Charrier, 2014](#); [Boyce, 2015](#); [Machuca, 2017](#); [Arias-Aranguiz, 2019](#)). Como el foco del mapa es resaltar la diversidad de los depósitos superficiales cuaternarios y su relación con fallas activas, el sustrato rocoso se agrupó de manera sencilla siguiendo la tipología y nomenclatura usada por SCAMP. Así, las unidades estratificadas que afloran en el área del mapa se agruparon en base a su período y tipo litológico dominante: Cretácico volcánico (Kv) y sedimentario (Kss), y Paleógeno-Neógeno volcánico (Tv). Por su parte las unidades de rocas intrusivas se agruparon en una sola unidad (gr) que evoca su litología dominante de tipo granítica.

ALOS-PALSAR de 12,5 m/px fue la base topográfica usada para la generación automática de

¹²[http://www.agisoft.com/pdf/PS_1.3%20-Tutorial%20\(BL\)%20-%20Orthophoto,%20DEM%20\(GCPs\).pdf](http://www.agisoft.com/pdf/PS_1.3%20-Tutorial%20(BL)%20-%20Orthophoto,%20DEM%20(GCPs).pdf)

las redes de drenaje, las curvas de nivel y el relieve sombreado de fondo del mapa geomorfológico. La capa de caminos se obtuvo a partir de la información disponible en OpenStreetMap¹³. La cartografía geomorfológica fue realizada mediante ArcMap de ArcGIS. El proceso de mapeo se efectuó de manera semi-automática a través del uso combinado de la plantilla de mapeo geológico de ESRI-USGS y el estándar cartográfico digital FGDC para la simbolización de mapas geológicos, según lo detallado en el tutorial¹⁴ del DiBiase *Geomorphology Group*. Adicionalmente, se crearon y gestionaron las clases de identidad adecuadas para el mapeo de unidades según el estándar de SCAMP.

¹³<https://www.openstreetmap.org/#map=10/-32.6741/-70.7162>

¹⁴<http://sites.psu.edu/dibiase/teaching/making-a-geologic-map-in-arcgis-10-x/>

Capítulo 4

Morfometría de los Andes de Chile central (29°-35°40' S)

En este capítulo se presentan los resultados y una discusión de primer orden de los datos resultantes del análisis topográfico cuantitativo a escala de los Andes de Chile central. Basados en el estudio de la elevación, pendiente y relieve local se caracterizaron las principales transiciones fisiográficas que limitan diferentes dominios morfológicos del paisaje. Adicionalmente, se analizaron las propiedades topográficas, geométricas y topológicas de las redes de drenaje mediante el cálculo de θ , k_{sn} y χ . Finalmente, se discute sobre los posibles factores que controlan la génesis de los diferentes dominios y variaciones topográficas detectadas.

4.1. Resultados

4.1.1. Transiciones fisiográficas

Del manera análoga a la caracterización fisiográfica del flanco sur de los Himalayas efectuado por [Hodges *et al.* \(2001\)](#), se analizaron los Andes de Chile central (29°-35°40'S y 69°40'-72°10'W; [Figura 4.1 a](#)) y se constató la existencia de marcadas transiciones fisiográficas que separan diferentes dominios morfológicos dentro las unidades morfoestructurales de la CC y CP ([Figura 4.2](#); comparar con [Figura 4.1 b y c](#)). La más occidental de estas transiciones corresponde a la TF₁ que separa dos dominios morfológicos al interior de la CC al sur de los ~32°S. La TF₂ se extiende longitudinalmente a través de todo los Andes de Chile central señalando el límite entre la CC de la CP. Las transiciones fisiográficas TF₃ y TF₄ separan tres dominios morfológicos dentro de la CP.

4.1.1.1. TF₁

La TF₁ se desarrolla al sur de los ~32°S y separa la CC en un sector oriental (CCE) y otro occidental (CCW), tal cual lo indican autores como [Farías *et al.* \(2008b\)](#). Mientras que la CC al norte de los ~31°S se presenta como una sola unidad morfológica cuya elevación, pendiente y relieve local permanecen relativamente bajos y homogéneos ([Figura 4.1 b y c](#); [Figura 4.2 f](#)). Entre los ~31°S y ~32°S, estos parámetros aumentan su dispersión y promedios desde valores

bajos ($\sim 0,25$ km s.n.m.; $\sim 8^\circ$; $\sim 0,5$ km) a medios ($\sim 0,75$ km s.n.m.; $\sim 20^\circ$; ~ 1 km; destacado con flechas rojas en la [Figura 4.2 f](#)). Concomitante con este crecimiento de la CC, que se proyecta hacia el sur como la CCE, aparece hacia su flanco occidental el dominio morfológico de la CCW. La CCW se caracteriza por promedios bajos de elevación ($< 0,25$ km s.n.m.), pendiente ($< 5^\circ$) y relieve local ($< 0,3$ km), que lo vuelven diferente de la CCE ([Figura 4.1](#); [Figura 4.2 c](#) y [d](#)) que presenta valores promedios elevados que persisten hasta los $\sim 34^\circ 30'S$ y reflejan un paisaje montañoso empinado con profundos valles ([Figura 4.1](#); [Figura 4.2 f](#)). Al sur de los $\sim 34^\circ 30'S$, las diferencias topográficas entre la CCW y CCE se atenúan producto de la caída de los valores de elevación ($< 0,5$ km s.n.m.), pendiente ($< 10^\circ$) y relieve local ($< 0,5$ km). El rango aproximado de las diferencias de los parámetros topográficos a uno y otro lado de la TF_1 se detallan en la [Tabla 4.1](#).

4.1.1.2. TF_2

La transición fisiográfica más evidente y extensa corresponde a la TF_2 que biseca los Andes de Chile central separando la CC de la CP ([Figura 4.2 e](#)). La TF_2 se expresa con diferentes intensidades debido a variaciones topográficas longitudinales de la CC y CP, y producto de la aparición de la DC. A continuación se profundiza sobre los segmentos principales de la TF_2 separados a los $\sim 32^\circ 30'S$.

El segmento norte ($\sim 29^\circ - 32^\circ 30'S$) de la TF_2 atraviesa una región de paisaje montañoso continuo que se eleva de manera relativamente paulatina hacia el este ([Figura 4.1 a](#); [Figura 4.2 a](#), [b](#) y [c](#)), haciendo difícil su localización considerando solo datos de elevación. Sin embargo, al norte de los $31^\circ 30'S$, la TF_2 se expresa mediante un cambio abrupto en los patrones de pendiente y relieve local ([Figura 4.1 b](#) y [c](#); [Figura 4.2 a](#)). Al oeste de la TF_2 , la CC muestra promedios bajos de pendiente ($< 15^\circ$) y relieve local ($< 0,5$ km). Al este de TF_2 , la CP muestra promedios altos de pendiente ($> 20^\circ$) y relieve local (> 1 km).

Al sur de los $31^\circ 30'S$, los valores promedios y máximos de pendiente y relieve local de la CC se elevan hasta casi igualarse con los de la CP ([Figura 4.1 b](#) y [c](#); área gris en [Figura 4.2 f](#)), mimetizando con ello la posición de TF_2 . Por el norte, el incremento paulatino de la pendiente hacia el oeste no exhibe ningún cambio evidente que permita señalar la posición de TF_2 ([Figura 4.2 b](#)). Por el sur, la ubicación de TF_2 se infiere por una tenue ($\sim 3^\circ$) pero repentina diferencia en los valores promedio y mínimo de pendiente ([Figura 4.2 c](#)). Finalmente, el relieve local muestra un cambio persistente a lo largo de esta compleja región que permite definir la ubicación de TF_2 ([Figura 4.2 b](#) y [c](#)). Específicamente, la TF_2 está alineada a lo largo la transecta que conecta, de norte a sur, las localidades de El Bato, Llimpo, Chincolco, Alicahue y Las Minillas ([Figura 4.2 e](#)). En resumen, entre los $\sim 31^\circ 30'$ y lo $\sim 32^\circ 30'S$, la TF_2 separa la CC de la CP a pesar de la ausencia de un frente montañoso claro de esta última y se empalma hacia el sur con el extremo norte de la DC.

Al sur de los $\sim 32^\circ 30'S$, la TF_2 está dada por la DC en donde se produce la caída de la elevación, pendiente y relieve local que permite la delimitar de manera clara por el oeste, la CC; y por el este, la CP ([Figura 4.1](#); [Figura 4.2 d](#) y [e](#)). Excepcionalmente a los $\sim 33^\circ S$, el cordón de Chacabuco conecta la CC con la CP generando una discontinuidad en la DC. En este cordón, la ubicación de TF_2 coincide aproximadamente con la zona en donde aflora la Falla Infiernillo y la Zona de Falla Chacabuco. La TF_2 , como elemento de discontinuidad topográfica lineal de gran escala se infiere en algún lugar bajo los depósitos que rellenan DC,

separando finalmente la CC de la CP en la mitad sur de los Andes de Chile central. El rango aproximado de las diferencias de los parámetros topográficos a uno y otro lado de la TF₂ se detallan en la [Tabla 4.1](#).

4.1.1.3. TF₃

Al norte de los $\sim 32^{\circ}30'S$ se reconocen dos dominios fisiográficos bien definidos separados en la vertical por la TF₃ que coincide aproximadamente con la cota de los 3 km s.n.m. ([Figura 4.2 e y f](#)). Bajo la TF₃, la pendiente el relieve local son altos y reflejan un paisaje empinado y escarpado en las cercanías de la TF₂ así como en las regiones interiores de los valles hacia el este ([Figura 4.1](#)). Sobre la TF₃, en cambio, los valores de pendiente y relieve local son bajos, reflejando un paisaje más llano y suave (contrastar región aguas arriba de TF₃ de la [Figura 4.2 f](#) con las zonas de bajo relieve local indicadas con flechas blancas en la [Figura 4.1 c](#)). La presencia de amplios parches de superficies de bajo-relieve (relieve local $< 0,8$ km) formando las cimas de la CP y CF se expresan en una alta concentración de área aproximadamente a la misma elevación ([Figura 4.2 f](#)). Las superficies de bajo-relieve están alineadas a lo largo de la divisoria de aguas y presentan, ocasionalmente, estribaciones que se proyectan hacia al oeste acercándose a TF₃ ([Figura 4.2 e](#)). Al sur de los $\sim 32^{\circ}30'S$, la presencia de TF₃ es menos clara y su ubicación se infiere a través del borde occidental de la CP a partir de desniveles y superficies de bajo-relieve discontinuos y difusos (comparar [Figura 4.2 f](#), con [Figura 4.1 b y c](#)). El rango aproximado de las diferencias de los parámetros topográficos a uno y otro lado de la TF₃ se detallan en la [Tabla 4.1](#).

4.1.1.4. TF₄

Entre los $\sim 32^{\circ}30'-35^{\circ}S$ se observa una expansión generalizada del área ocupada por valores altos de pendiente y relieve local, que se extienden ocupando preferentemente la región central y oriental de la CP ([Figura 4.1 b y c](#)). Se define la TF₄ como el límite occidental entre esta zona empinada y escarpada, con la zona occidental de la CP en donde se reconocen escasas y pequeñas superficies de bajo-relieve que caracterizan a la región aguas arriba de la TF₃ al norte de los $\sim 32^{\circ}30'S$ ([Figura 4.2 e](#)). La región al este de TF₄ se caracteriza por un notable incremento de los valores máximos de elevación, pendiente y relieve local ([Figura 4.2 f](#)). Además, se observa un acercamiento del promedio de las pendientes a 30° acompañado de un incremento del relieve local promedio desde ~ 1 km a $\sim 1,5$ km, que juntos reflejan la presencia de un paisaje altamente disectado y montañoso. En el extremo norte de la zona fisiográfica delimitada el oeste por TF₄ ($\sim 33^{\circ}S$) se observa un pico en la elevación promedio ([Figura 4.3](#)) que es coincidente con un quiebre de primer orden en la tendencia longitudinal de la distribución topográfica de la CP. Mientras que hacia el norte la elevación se concentra a $\sim 3,5$ km s.n.m; hacia el sur de los $\sim 33^{\circ}S$ se observa un descenso sostenido ([Figura 4.3](#)). A pesar de la disminución de la elevación máxima y promedio hacia el sur de este pico, la zona fisiográfica de alta pendiente y relieve local continúa siendo intensa hasta los $\sim 35^{\circ}S$ ([Figura 4.1 b y c](#); [Figura 4.2 f](#)). El quiebre en la distribución topográfica y el pico en la elevación máxima a los $\sim 33^{\circ}S$ es prácticamente coincidente con el reemplazo del paisaje suave desarrollado hacia el norte sobre la TF₃ y el paisaje escarpado dominante hacia el sur y al este de TF₄. El rango aproximado de las diferencias de los parámetros topográficos a uno y otro lado de la TF₄ se detallan en la [Tabla 4.1](#).

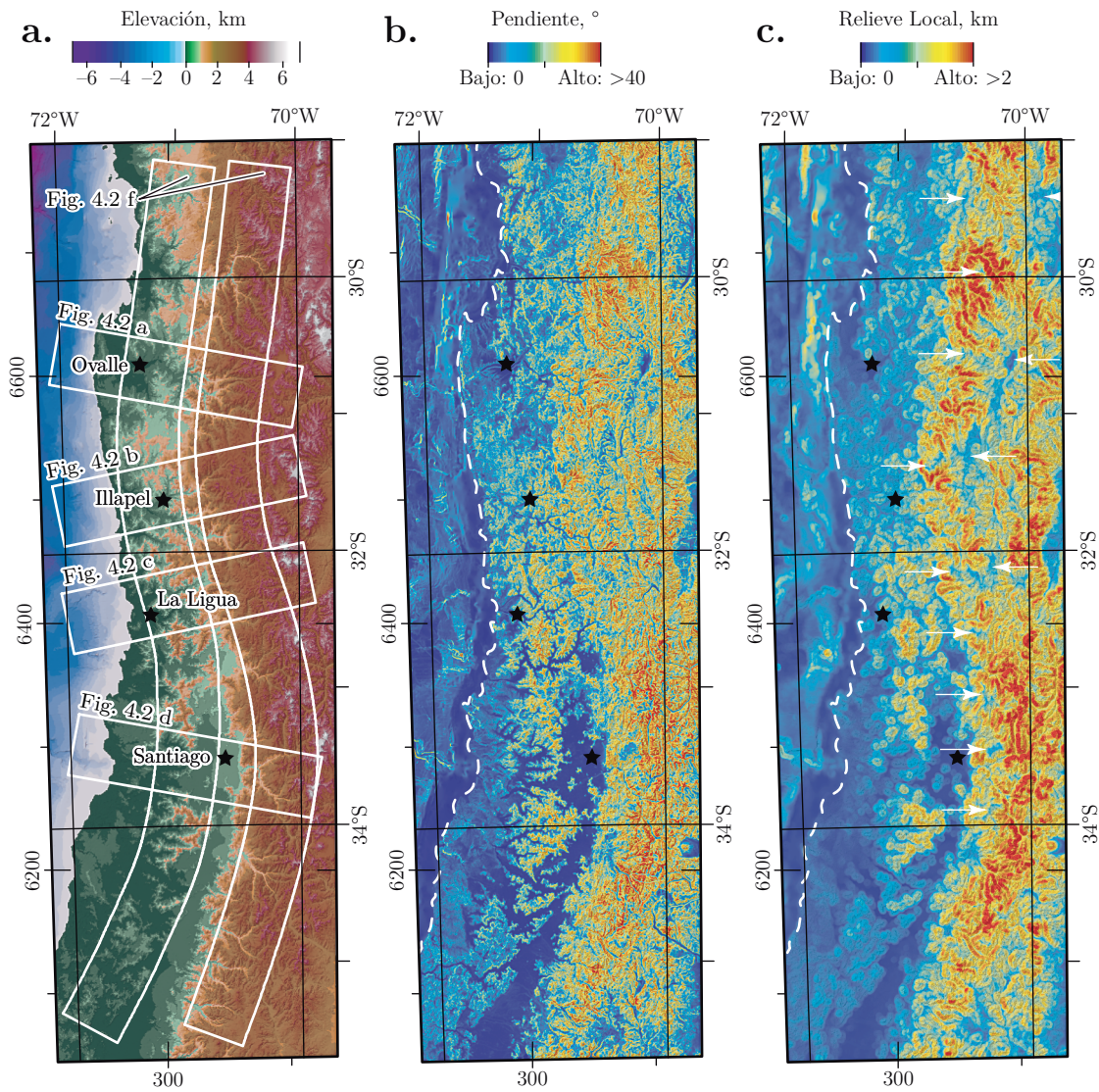


Figura 4.1: Mapas de los Andes de Chile central (29-35°40'S) basados en los modelos GMRT y SRTM de 90 m/px. (a) Elevación medida respecto al nivel mar. (b) Pendiente calculada en una ventana cuadrada de 3×3 píxeles (270 m) y suavizada con un promedio móvil de radio 0,5 km. (c) Relieve local calculado en una ventana circular de radio 2,5 km. En (a), localización de los perfiles de franja de la **Figura 4.2** se muestran en blanco. En (b) y (c), línea blanca segmentada indica línea de costa (0 m s.n.m.). Como es señalado en (a), las estrellas negras en todos los mapas muestran las ciudades, de norte a sur: Ovalle, Illapel, La Ligua y Santiago.

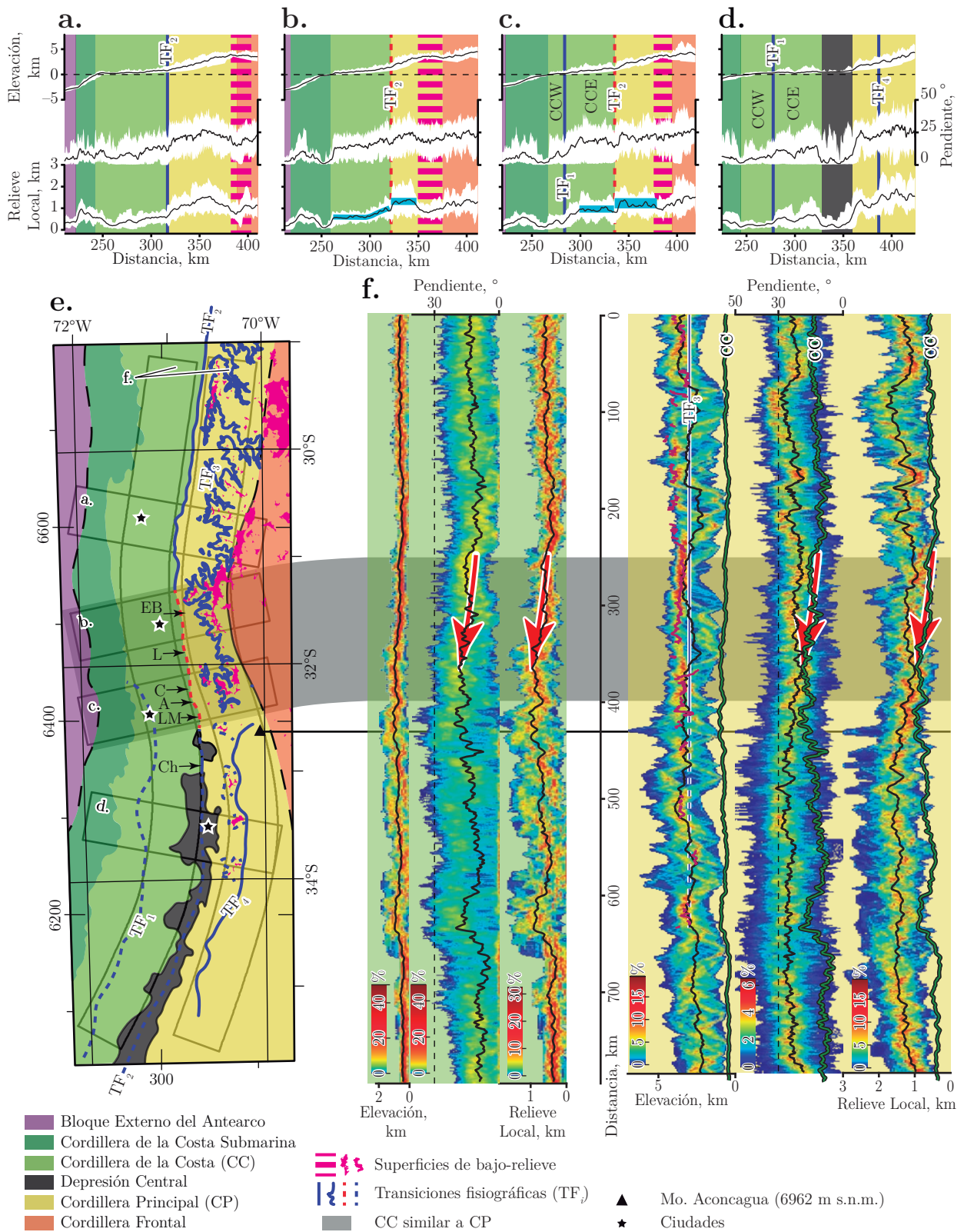


Figura 4.2: Perfiles de franja de elevación, pendiente y relieve local a lo largo de seis transectas (para la localización ver [Figura 4.1 a](#)) y la distribución de las principales unidades morfoestructurales. Perfiles de franja transversales (50 × 200 km): (a) Ovalle, (b) Illapel, (c) La Ligua y (d) Santiago. (e) Mapa de unidades morfoestructurales de los Andes de Chile central. (f) Perfiles de franja longitudinales (50 × ~783 km). En los gráficos de topografía de (a), (b), (c) y (d), línea negra segmentada indica elevación 0 m s.n.m.; en todos los gráficos, las líneas negras muestran los valores promedios de cada parámetro y el área coloreada: blanco para (a), (b), (c) y (d), y paleta de color para (f); acota los valores mínimos y máximos en la franja. En (b) y (c), líneas gruesas color cian destacan cambio repentino de relieve local. En (b), (c) y (e), líneas rojas segmentadas indican el límite propuesto entre las cordilleras de la Costa y Principal (TF₂). En (f), escala de color indica distribución de densidad cada 1 km dentro intervalos de 100 m (elevación), 0,5° (pendiente) y 50 m (relieve local); flechas rojas destacan incremento en la pendiente y relieve local entre los ~31°S y ~32°S. En (f), para facilitar la comparación entre la CC y CP, se incluyen promedios (líneas verdes de halo negro) de elevación, pendiente y relieve local de la CC en los perfiles de franja de la CP. CCW, Cordillera de la Costa Occidental; CCE, Cordillera de la Costa Oriental; EB, El Bato; L, Llimpo; C, Chincolco; A, Alicahue; LM, Las Minillas; Ch, cordón de Chacabuco. Para más detalle de la ubicación de las transiciones fisiográficas, ver [Figura C.1 del Apéndice](#).

Tabla 4.1: Diferencias de parámetros topográficos a uno y otro lado de las transiciones fisiográficas de los Andes de Chile central.

| Transición | Segmento* | Δ | | |
|-----------------|----------------|------------------|------------------|--------------|
| | | H^\dagger , km | S^\ddagger , ° | LR^\S , km |
| TF ₁ | 32°-34°30'S | 0,3 - 0,5 | 10 -12 | 0,4 - 0,7 |
| | 34°30'-35°40'S | 0,1 - 0,3 | 3 - 5 | 0,1 - 0,2 |
| TF ₂ | 29°-31°30'S | - | 4 - 6 | 0,4 - 0,6 |
| | 31°30'-32°30'S | - | 2 - 3 | 0,2 - 0,4 |
| | 32°30'-35°40'S | 0,6 - 1,3 | 15 -20 | 0,5 - 1,1 |
| TF ₃ | 29°-32°30'S | - | 3 -10 | 0,4 - 1 |
| | 32°30'-34°S | - | - | 0,1 - 0,2 |
| TF ₄ | 32°30'-35°S | 0,2 - 0,4 | 4 - 6 | 0,4 - 0,6 |

* Límites de segmentos aproximados.

† Elevación.

‡ Pendiente.

§ Relieve local.

4.1.2. Redes de drenaje

Se analizaron las redes de drenaje a escala de los Andes de Chile central, en base a las propiedades de 119 subcuencas anidadas al interior de las cuencas mayores de los Andes de Chile central entre la quebrada Los Choros y el río Mataquito (29°-35°40'S; [Figura 4.5](#); [Tabla E.1](#) del Anexo). Las áreas drenadas de las subcuencas analizadas fluctúa en el rango de ~100-500 km² ([Figura 4.5 a](#)). Los parámetros de canales calculados para estas subcuencas corresponden a los índices de concavidad (θ) y empinamiento de canal normalizado (k_{sn}). A partir de los datos de θ se construyó el índice de concavidad de referencia intrínseca (θ_{ref}) que caracteriza los canales fluviales de lecho rocoso a estas latitudes y se calculó el k_{sn} a escala de subcuencas y en todo el paisaje de los Andes de Chile central. Adicionalmente, se obtuvo la distribución del parámetro χ en todo el paisaje para observar posibles desequilibrios en divisorias de aguas.

Se detectaron diferencias en los patrones de θ , k_{sn} y χ a través del paisaje. Esto indica que a

escala regional las redes de drenaje han experimentado perturbaciones que modificaron la forma de sus perfiles longitudinales, así como las relaciones geométricas y topológicas internas de las redes de drenaje.

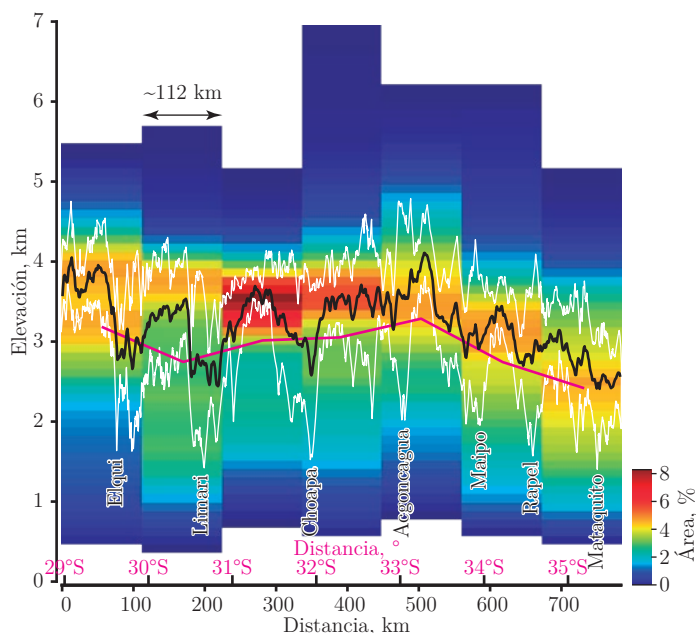


Figura 4.3: Perfil de franja de elevación promedio y rango intercuartil longitudinales, sobre distribución de densidad de elevación latitudinal de la Cordillera Principal (para ubicación ver Figura 4.1 a). La línea negra muestra el promedio de elevación, las líneas blancas delimitan el rango intercuartil (50% de los datos en torno a la mediana), imagen de distribución de densidad de elevación expresa el porcentaje de área a cierta elevación (cada 100 m) de siete tramos equiespaciados a lo largo de la franja; la línea magenta muestra el promedio de elevación calculado para los siete tramos. Para referencia se señalan los principales ríos de los Andes de Chile central debajo de sus gargantas respectivas.

4.1.2.1. Concavidad

Los resultados (Tabla E.1; Figura 4.4 a) muestran que los canales fluviales de lecho rocoso en los Andes de Chile central poseen un amplio rango de índices de concavidad, variando desde lineales ($\theta = 0$) a perfiles altamente cóncavos ($\theta \geq 1,5$). Sin embargo, y a pesar de las diferentes metodologías utilizadas para calcular θ , la mayoría de los valores predichos caen dentro de rangos acotados en torno de concavidades bajas (Tabla 4.2; Figura 4.4 b).

Mientras que el método $S-A_{seg}$ entrega concavidades comparativamente más elevadas y con mayor dispersión (promedio de $0,71 \pm 0,59$). Los métodos $S-A_{tp}$, χ_{tp} , χ_{bt} y χ_{dis} , arrojan concavidades consistentemente más bajas y estadísticamente más robustas (promedios de $0,37 \pm 0,13$; $0,43 \pm 0,18$; $0,37 \pm 0,17$ y $0,43 \pm 0,17$, respectivamente). Posiblemente, el método $S-A_{seg}$ entrega valores de θ más elevados y dispersos debido a que solo utiliza información del canal principal, no así como el resto de los métodos que utilizan información de toda la red de drenaje.

Los resultados del cálculo de θ a través de los cuatro métodos más robustos indican dos valores promedios distintos. Mientras que los métodos $S-A_{tp}$ y χ_{bt} calculan $\theta \approx 0,37$, los métodos χ_{tp} y χ_{dis} indican $\theta \approx 0,43$. Considerando las propiedades estadísticas de los valores de θ

estimados se observa que χ_{tp} y χ_{dis} poseen calces excepcionales en la mediana ($\theta = 0,4$), la superposición del intervalo de confianza del 95 % en torno a la mediana y el rango intercuartil (Figura 4.4 b). Estas propiedades en conjunto con las recomendaciones de Mudd *et al.* (2018a), que destacan las fortalezas de los métodos basados en el análisis- χ y en particular el χ_{dis} en estimar correctamente el valor de θ en paisajes modelados, es adecuado considerar que la concavidad intrínseca (θ_{ref}) que caracteriza los canales fluviales de lecho rocoso en los Andes de Chile central es $\theta \approx 0,43 = \theta_{ref}$. Esto sugiere que las concavidades de los canales en el paisaje caen mayoritariamente dentro del angosto rango ($0,35 \leq \theta \leq 0,6$) predicho por consideraciones teóricas (Whipple & Tucker, 1999) y empíricas (Howard & Kerby, 1983; Tarboton *et al.*, 1991; Snyder *et al.*, 2000) para canales fluviales de lecho rocoso bajo condiciones de tasas de alzamiento y erosividad uniformes.

Tabla 4.2: Índices de concavidad promedio ($\theta \pm \sigma$) de los canales fluviales de lecho rocoso en la vertiente occidental de los Andes de Chile central.

| Cuenca | H_{min}^* , m s.n.m. | N ^{o†} | $\theta^{\ddagger} \pm \sigma$ | | | | |
|---------------|---------------------------|-----------------|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|--------------|
| | | | $S-A_{tp}$ | $S-A_{seg}$ | χ_{tp} | χ_{bt} | χ_{dis} |
| Los Choros | 400 | 11 | 0,27 ± 0,09 | 0,56 ± 0,69 | 0,31 ± 0,16 | 0,3 ± 0,15 | 0,33 ± 0,14 |
| Elqui | 400 | 19 | 0,32 ± 0,12 | 0,50 ± 0,42 | 0,37 ± 0,16 | 0,33 ± 0,16 | 0,35 ± 0,18 |
| Limarí | 400 | 21 | 0,36 ± 0,09 | 0,61 ± 0,37 | 0,44 ± 0,22 | 0,35 ± 0,18 | 0,4 ± 0,18 |
| Choapa | 400 | 15 | 0,34 ± 0,16 | 0,8 ± 0,82 | 0,5 ± 0,22 | 0,41 ± 0,17 | 0,44 ± 0,19 |
| Petorca-Ligua | 400 | 7 | 0,43 ± 0,12 | 0,9 ± 0,8 | 0,47 ± 0,15 | 0,44 ± 0,13 | 0,45 ± 0,14 |
| Aconcagua | 900 | 11 | 0,35 ± 0,1 | 0,51 ± 0,28 | 0,48 ± 0,18 | 0,45 ± 0,21 | 0,5 ± 0,19 |
| Maipo | 900 | 14 | 0,38 ± 0,09 | 0,88 ± 0,61 | 0,43 ± 0,15 | 0,34 ± 0,18 | 0,46 ± 0,16 |
| Rapel | 650 | 15 | 0,49 ± 0,8 | 0,94 ± 0,72 | 0,43 ± 0,14 | 0,38 ± 0,16 | 0,48 ± 0,11 |
| Mataquito | 400 | 6 | 0,53 ± 0,18 | 0,9 ± 0,4 | 0,45 ± 0,14 | 0,36 ± 0,2 | 0,5 ± 0,11 |

* Elevación mínima para considerar canales fluviales de lecho rocoso (entre 0- H_{min} es abundante la cobertura aluvial en el fondo de los valles). Notar que el valor de H_{min} controla el término aguas abajo de las subcuencas seleccionadas para cada cuenca mayor (Figura 4.5 a).

† Número de subcuencas analizadas por cuenca mayor.

‡ Índice de concavidad (promedio ± desviación estándar) calculado según los métodos pendiente-área de todos los puntos ($S-A_{tp}$) y de segmentos estadísticos del canal principal ($S-A_{seg}$), y análisis chi (χ) de todos los puntos de los canales (χ_{tp}), de puntos muestreados por *bootstrapping* (χ_{bt}) y el cálculo del χ -*disorder* (χ_{dis}). Para más detalle sobre cada uno de los métodos ver la sección 3.2.2 Constriñendo θ_{ref} .

Los índices de concavidad estimados por el método χ_{dis} muestran variaciones geográficas que se reflejan en los promedios por cuenca (Tabla 4.2) y en la distribución espacial de los valores específicos de cada subcuenca (Figura 4.5 b). En promedio, las subcuencas de drenaje incrementan sus valores de θ de norte a sur al mismo tiempo en que disminuye la presencia de valores anómalos fuera del rango entre 0,35-0,6. A pesar de estas diferencias a gran escala, la alta variabilidad espacial de los valores de θ no permite definir regiones geográficas específicas con concavidades distintivas de manera consistente.

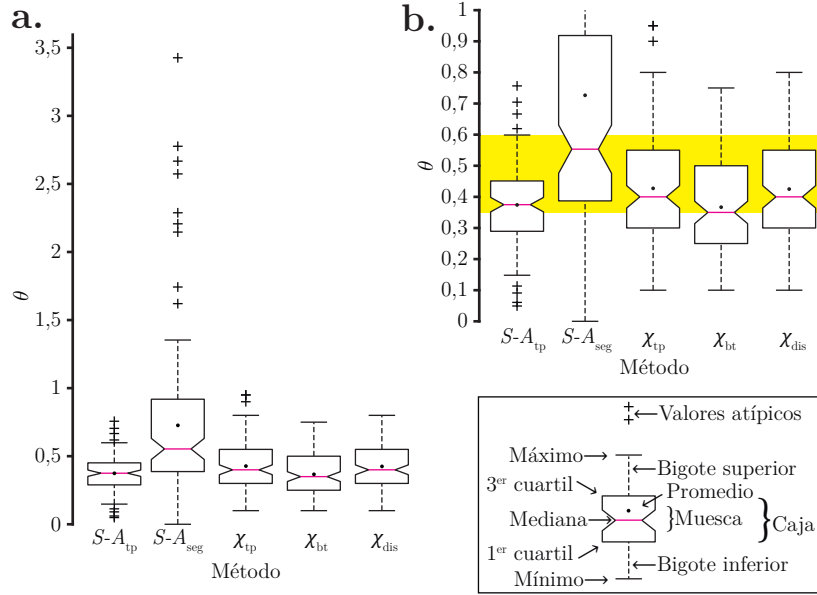


Figura 4.4: Gráficos de cajas-bigotes-y-muecas (*notched-whiskers-boxplot*) de la distribución de los índices de concavidad (θ) calculados a través de los métodos pendiente-área de todos los puntos ($S-A_{tp}$) y de segmentos estadísticos del canal principal ($S-A_{seg}$), y análisis chi (χ) de todos los puntos de los canales (χ_{tp}), de puntos muestreados por *bootstrapping* (χ_{bt}) y el cálculo del χ -disorder (χ_{dis}). (a) Todo el set de datos de θ estimados. (b) Detalle del intervalo de θ entre 0-1. En (b), la franja amarilla destaca el intervalo entre 0,35-0,6 en donde se espera que caigan las concavidades de los ríos en contextos de alzamiento y erosividad uniformes (Howard & Kerby, 1983; Tarboton *et al.*, 1991; Whipple & Tucker, 1999; Snyder *et al.*, 2000). Los datos completos a partir de los cuales se generaron los gráficos (a) y (b) se encuentran en la Tabla E.1 del Anexo. En el recuadro se explican el significado estadístico de las partes del gráfico de cajas-bigotes-y-muecas.

4.1.2.2. Empinamiento de canal normalizado

Al igual que los índices de concavidad, el promedio de los índices de empinamiento de canal normalizado (k_{sn} , para $\theta_{ref} = 0,43$) de los canales fluviales al interior de las subcuencas varían, desde $\sim 24 \text{ m}^{0,86}$ hasta $\sim 241 \text{ m}^{0,86}$, indicando una fuerte variabilidad en el gradiente de canal promedio en los Andes de Chile central (Tabla E.1). Sin embargo, a diferencia de θ , los valores de k_{sn} al interior de subcuencas específicas (Figura 4.5 c) y en todo el paisaje (Figura 4.5 d) revelan un patrón de distribución espacial distintivo que separa los Andes de Chile central en dos dominios. Las subcuencas y canales que drenan la mitad occidental (Figura 4.5 c y d) típicamente poseen valores de k_{sn} uniformemente bajos ($\leq 100 \text{ m}^{0,86}$), mientras que su contraparte en la mitad oriental presenta valores de empinamiento con mayor variabilidad y notablemente más altos ($\geq 100 \text{ m}^{0,86}$).

La diferencia sistemática del empinamiento define un agudo límite lineal que resalta a partir de la interpolación del k_{sn} en cada punto de los canales mediante el promedio ponderado inverso de la distancia (Figura 4.5 e). Al norte de los $\sim 32^{\circ}30'S$, este límite muestra una notable coincidencia con la TF₂. Mientras que hacia el sur, el límite entre los dominios con índices de empinamiento contrastantes está desplazado más hacia el este. A grandes rasgos, los índices de empinamiento altos son propios de la CP y los bajos, de la CC y DC (comparar Figura 4.2 con Figura 4.5 e).

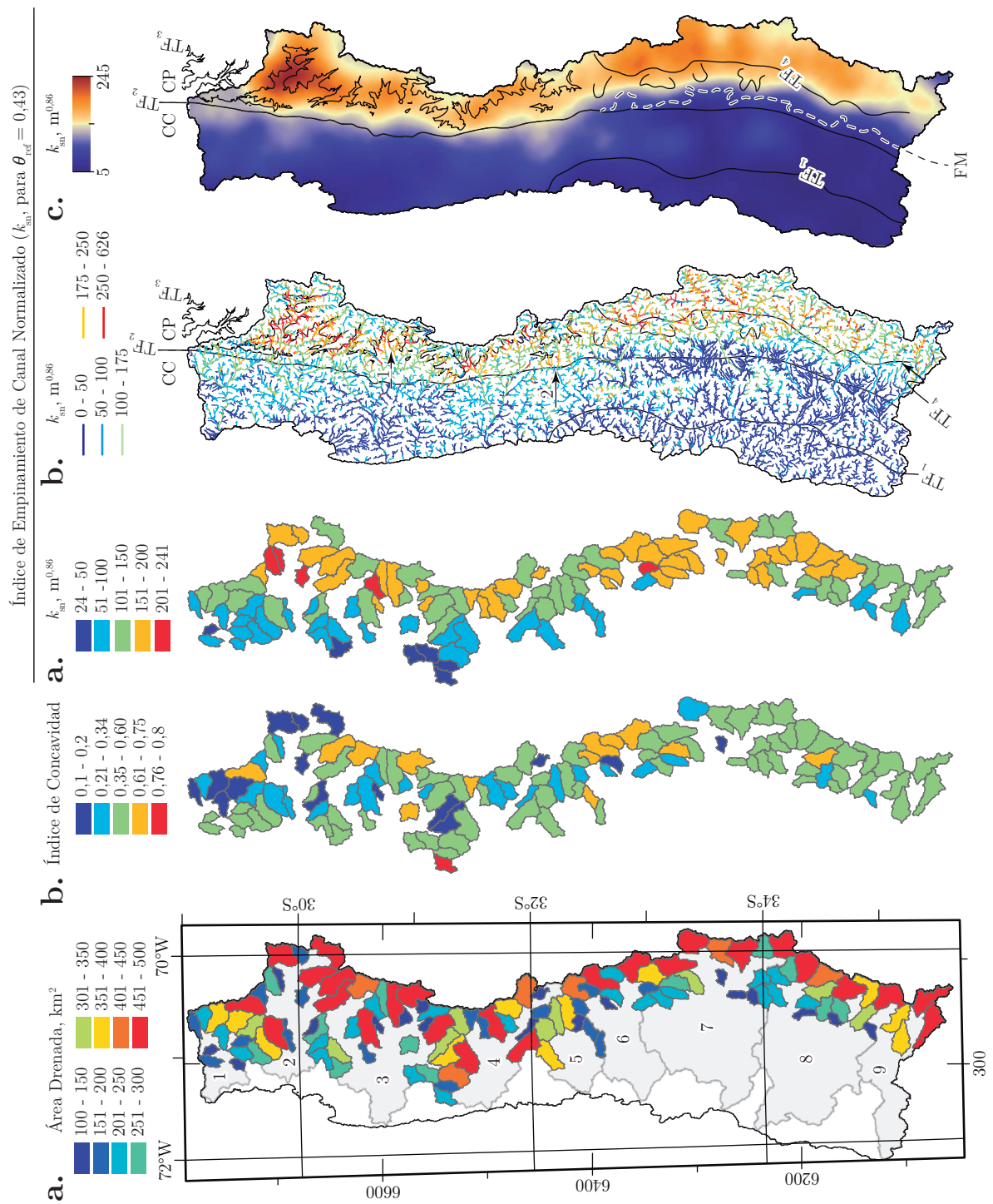


Figura 4.5: Distribución de parámetros topográficos de perfiles de río en los Andes de Chile central. (a) Mapa de localización y áreas drenadas de subcuencas. (b) Mapa de índices de concavidad (θ) de subcuencas. (c) Mapa de índice de empinamiento (k_{sn}) de subcuencas con $\theta_{ref} = 0,43$. (d) Mapa k_{sn} calculado para cada punto de todos los canales con área drenada $>10^7$ m^2 . (e) Mapa de k_{sn} interpolado mediante el promedio ponderado inverso de la distancia (radio de búsqueda de 30 km) y suavizado con estadísticas focalizadas de promedio (ventana móvil circular de 15 km de radio). En (a), cuencas mayores: quebrada Los Choros, ríos Elqui, Limarí, Choapa, Petorca-Ligua, Aconcagua, Maipo, Rapel y Mataquito se enumeran de norte a sur y se destacan en gris.

La magnitud del k_{sn} en los Andes de Chile central no es homogéneo ni permanece constante.

Los valores mínimos y bajos (0-50 m^{0,86}) en la CC se ubican en regiones relativamente planas de paisaje montañoso bajo de la CCW o al interior de las anchas planicies de inundación de los ríos que cruzan la DC (Figura 4.5 d y e). Los valores medios (50-175 m^{0,86}) se expresan en regiones con valles estrechos y paisajes montañosos elevados y escarpados de la CCE.

El patrón general de k_{sn} en la CP presenta una tendencia descendente hacia el sur que se expresa a través de núcleos de valores máximos conectados por zonas de empinamientos altos y medios. Los valores máximos de k_{sn} se alcanzan en regiones de paisajes escarpados con alta pendiente y relieve local (comparar núcleos de máximos valores de k_{sn} a los $\sim 30^\circ S$ y $\sim 33^\circ S$ de la Figura 4.5 d y e, con parámetros topográficos de pendiente y relieve local en Figura 4.1 b y c).

Al norte de los $\sim 32^\circ 30' S$, los segmentos de canal con empinamientos elevados se localizan inmediatamente aguas abajo de la TF₃. Aguas arriba de la transición los canales en la CP poseen valores de k_{sn} medios y bajos que se extienden hasta la divisoria de aguas principal de los Andes de Chile central (Figura 4.5 d). Generalmente, los segmentos empinados aguas abajo de la TF₃ atenúan su magnitud paulatinamente alcanzando la TF₂ con valores medios (100-175 m^{0,86}), de manera que los valores altos solo se desarrollan hacia las regiones internas de las cuencas (flecha «1» en Figura 4.5 d). Excepcionalmente, algunos tributarios de los ríos Choapa y Petorca-Ligua cambian desde valores altos de k_{sn} (> 175 m^{0,86}) a bajos cuando cruzan la TF₂ (flecha «2» en Figura 4.5 d).

Al sur de los $\sim 32^\circ 30' S$, los segmentos de canal con alto empinamiento se distribuyen de forma más desordenada, sin embargo se observan relaciones con las transiciones fisiográficas descritas. Mayoritariamente, los valores elevados se ubican hacia el este de TF₄ ocupando la región central y oriental de la CP. Similar a la situación descrita al norte, existen segmentos empinados inmediatamente aguas abajo de la prolongación hacia el sur de la TF₃. El límite inferior de los segmentos empinados no es claro. Mientras que los tributarios pequeños que drenan el frente montañoso de la CP cambian su empinamiento dramáticamente al entrar a la DC. Los grandes ríos cruzan el frente montañoso sin experimentar cambios en sus valores de k_{sn} , los que se vuelven bajos hacia el sur incluso al interior de la CP. Este marcado descenso provoca un estrechamiento y desplazamiento al este del dominio de altos valores de k_{sn} al sur de los $\sim 34^\circ 30' S$, ocupando solo la parte oriental de la CP al este de TF₄ (Figura 4.5 d y e).

La constricción de θ_{ref} y la distribución del k_{sn} en los Andes de Chile central fue presentada, en modalidad charla, en el XV Congreso Geológico Chileno (Anexo J.2.1; Estay & Pinto, 2018).

4.1.2.2.1 *Knickpoints*

Los cambios abruptos del empinamiento de los canales en los Andes de Chile central definen numerosos *knickpoints* que separan segmentos de río con diferentes geometrías. Los resultados de la selección objetiva de *knickpoints* arrojó un total de 5172 unidades. Para permitir una correcta interpretación a la escala de observación de este análisis, se filtraron los *knickpoints* generados por variaciones pequeñas de k_{sn} . Así, se graficaron en planta y perfil los *knickpoints* con $|\Delta k_{sn}| > 25$ m^{0,86} y que no generan discontinuidades en la elevación a lo largo del canal (*i.e.*, descartando posibles cascadas, embalses, etc.). Bajo estos criterios se filtraron 875 *knickpoints* con $\Delta k_{sn} \leq -25$ m^{0,86} (kp_- ; Figura 4.6 a) y 922 con $\Delta k_{sn} \geq 25$ m^{0,86} (kp_+ ; Figura 4.6 b). Para una mejor comprensión del concepto de $kp_{+,-}$ ver Figura 4.7 a.

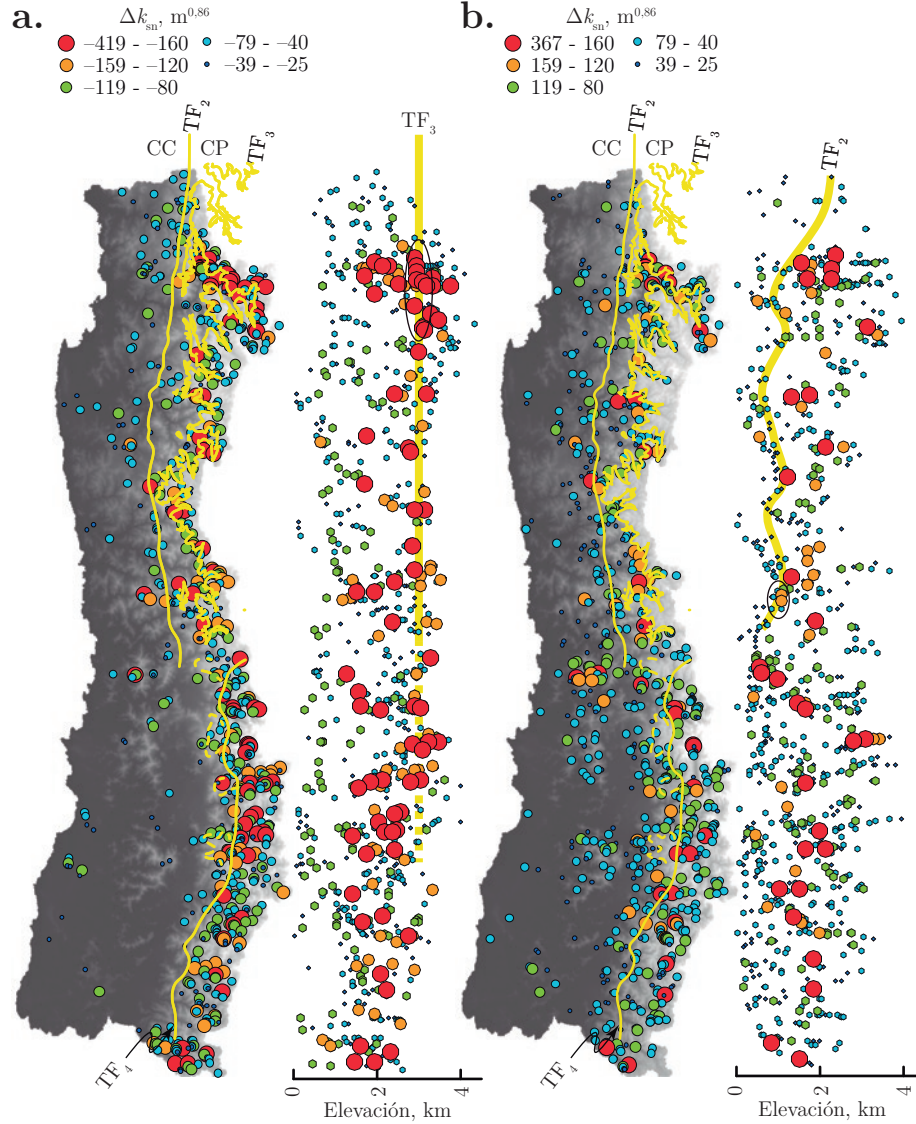


Figura 4.6: Distribución espacial de *knickpoints* en los Andes de Chile central. (a) Mapa y perfil con la distribución espacial de los kp_- cuyos $\Delta k_{sn} \leq -25 \text{ m}^{0.86}$. (b) Mapa y perfil con la distribución espacial de los kp_+ cuyos $\Delta k_{sn} \geq 25 \text{ m}^{0.86}$. La clasificación en cinco rangos y los intervalos es arbitraria, tiene la finalidad de observar la magnitud, y por lo tanto, la importancia de los *knickpoints* observados. Para referencia se incluyen las diferentes transiciones fisiográficas de los Andes de Chile central.

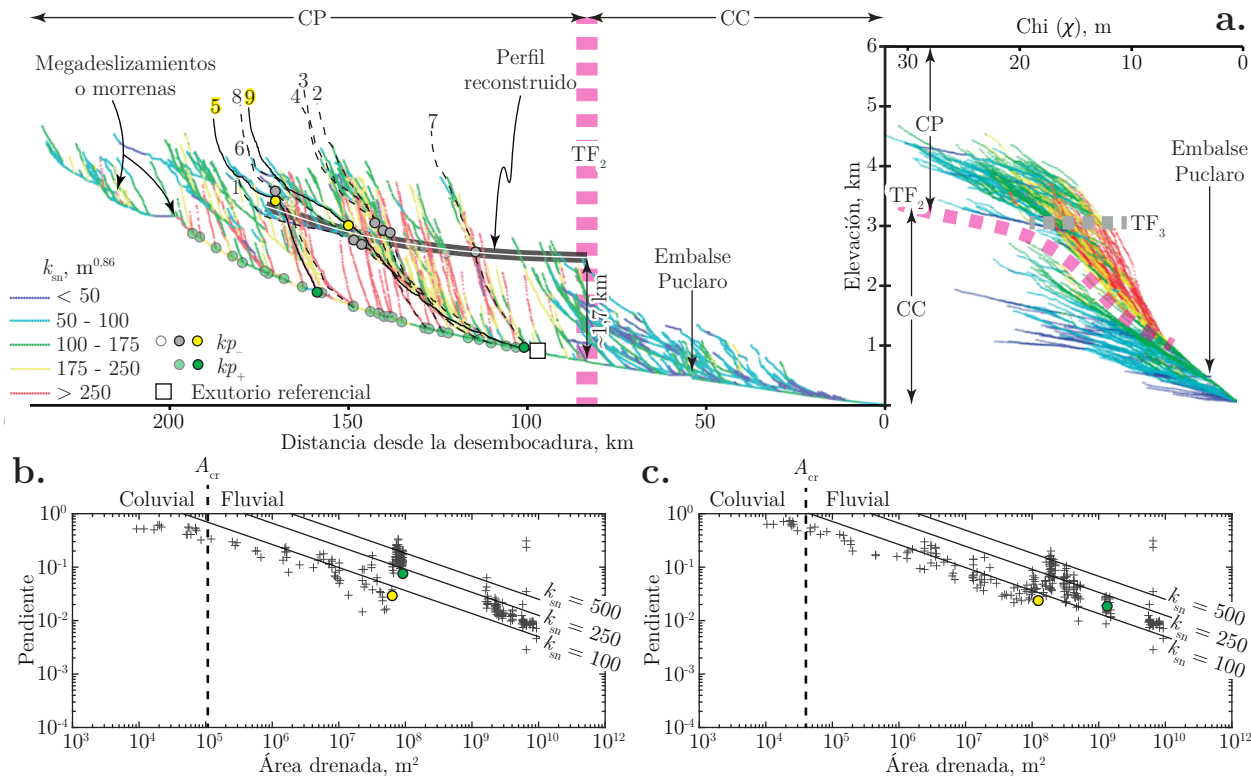


Figura 4.7: Zonificación del índice de empinamiento de canal normalizado en la red de drenaje del río Elqui. (a) Perfiles longitudinales (izquierda) y χ -elevación (derecha). (b) *Knickpoint* de valle colgado (*hanging valley*) en gráfico de pendiente versus área drenada contribuyente (canal 5). (c) *Knickpoint* de quiebre de pendiente (*slope-break*) en gráfico de pendiente versus área drenada contribuyente (canal 9). Notar como los segmentos de canal con valores altos de k_{sn} se localizan entre TF₂ y TF₃. Coordenada χ calculada con razón $m/n = 0,45$ y $A_0 = 1 \text{ m}^2$.

Generalmente, los *knickpoints* en los Andes de Chile central se ubican preferentemente sobre la CP y muestran una gran dispersión vertical. En vista en planta, los kp_- se localizan agrupándose en torno de la TF₃ al norte de los $\sim 32^\circ 30'S$ y al este de la TF₄ hacia el sur (Figura 4.6 a). Los kp_+ muestran mayor dispersión en su distribución en planta en comparación a los kp_- , ocupando gran parte de la CP y extendiéndose significativamente sobre la CCE, particularmente al sur $\sim 32^\circ 30'S$ (Figura 4.6 b).

La elevada dispersión vertical de los *knickpoints* no permite hacer una asociación sencilla con los rasgos topográficos. Sin embargo, vale la pena destacar que al norte de los $\sim 32^\circ 30'S$ algunos *knickpoints* coinciden espacialmente con las transiciones fisiográficas. Varios kp_- de las mayores magnitudes ($|\Delta k_{sn}| > 120 \text{ m}^{0.86}$) y elevaciones se alinean en torno a la TF₃ (Figura 4.6 a). Mientras que los kp_+ se localizan generalmente en los puntos de unión de canales o en las cercanías de la TF₂ (Figura 4.6 b).

Para una mayor comprensión de la coincidencia espacial entre los *knickpoints* y las transiciones fisiográficas (TF₂ y TF₃) se muestra el caso de la red de drenaje del río Elqui (Figura 4.7). A través de los perfiles longitudinales y χ -elevación se reconoce una clara zonificación de los índices de empinamiento de canal normalizado. Los valores de k_{sn} son generalmente bajos en la CC, mientras que en la CP los canales poseen segmentos de alto y bajo empinamiento (Figura 4.7 a). Los drenajes que contienen segmentos empinados separados por kp_- y kp_+ poseen la forma de valles colgados (*hanging valleys*; Figura 4.7 b) y de perfiles longitudinales con *knickpoints* de quiebre de pendiente (*slope-break*; Figura 4.7 c).

En resumen, aunque la selección objetiva de *knickpoints* arroja datos sumamente dispersos que contienen la totalidad cambios anómalos en el empinamiento a lo largo de los canales sin considerar su causa (*e.g.*, clima, litología o tectónica), los resultados muestran que existe cierta coincidencia, a diferentes escalas espaciales, entre la TF₂, TF₃ y TF₄ y cambios significativos en la geometría de los perfiles longitudinales de los ríos reflejadas como *knickpoints*.

4.1.2.3. Chi

A partir del mapa de Chi (χ) se constató que varias divisorias de agua, a diferentes escalas espaciales, poseen canales limítrofes con valores χ contrastantes (Figura 4.8 a), implicando que estas divisorias son inestables. A gran escala el desequilibrio es apreciable a lo largo de las divisorias entre las cuencas mayores de los ríos Limarí y Choapa (Figura 4.8 b), así como entre el Aconcagua y Maipo (Figura 4.8 c). Las diferencias de χ a lo largo de ambas divisorias indican que se mueven en sentidos opuestos. Mientras que la divisoria Limarí-Choapa migra hacia el norte, Aconcagua-Maipo lo hace hacia el sur. Adicionalmente, en la parte sur-occidental de los Andes de Chile central se observan diferencias de χ a lo largo de divisorias entre tributarios de los ríos Rapel y Mataquito con drenajes de cuencas menores de la CC. En este lugar la divisorias no presentan un patrón general de migración, sino que por el contrario, exhiben direcciones variables producto que las cuencas vecinas, dependiendo la región observada, a veces se comportan como agresoras y otras, como víctimas (ver flechas en Figura 4.8 a).

En los casos anteriores, el contraste de χ entre divisorias se corresponde con características topográficas consistentes con la migración (Figura 4.8 b y c). En cuencas que se predicen como agresoras se observan de valles más profundos, canales empinados y mayores pendientes de ladera en relación a las cuencas vecinas de alto χ . En cuencas predichas como víctimas se observa que hacia sus extremos presentan drenajes largos y aislados con alto χ , que algunas

veces drenan superficies de bajo-relieve apenas canalizadas (Figura 4.8 b y c). Ocasionalmente, a lo largo de las divisorias en desequilibrio se observan capturas discretas de drenajes, probablemente recientes, además de posibles capturas inminentes (acercamiento entre la cabecera de un drenaje con bajo χ hacia tramos medios de drenajes largos de alto χ) coherentes con la dirección de migración (Figura 4.8 b y c).

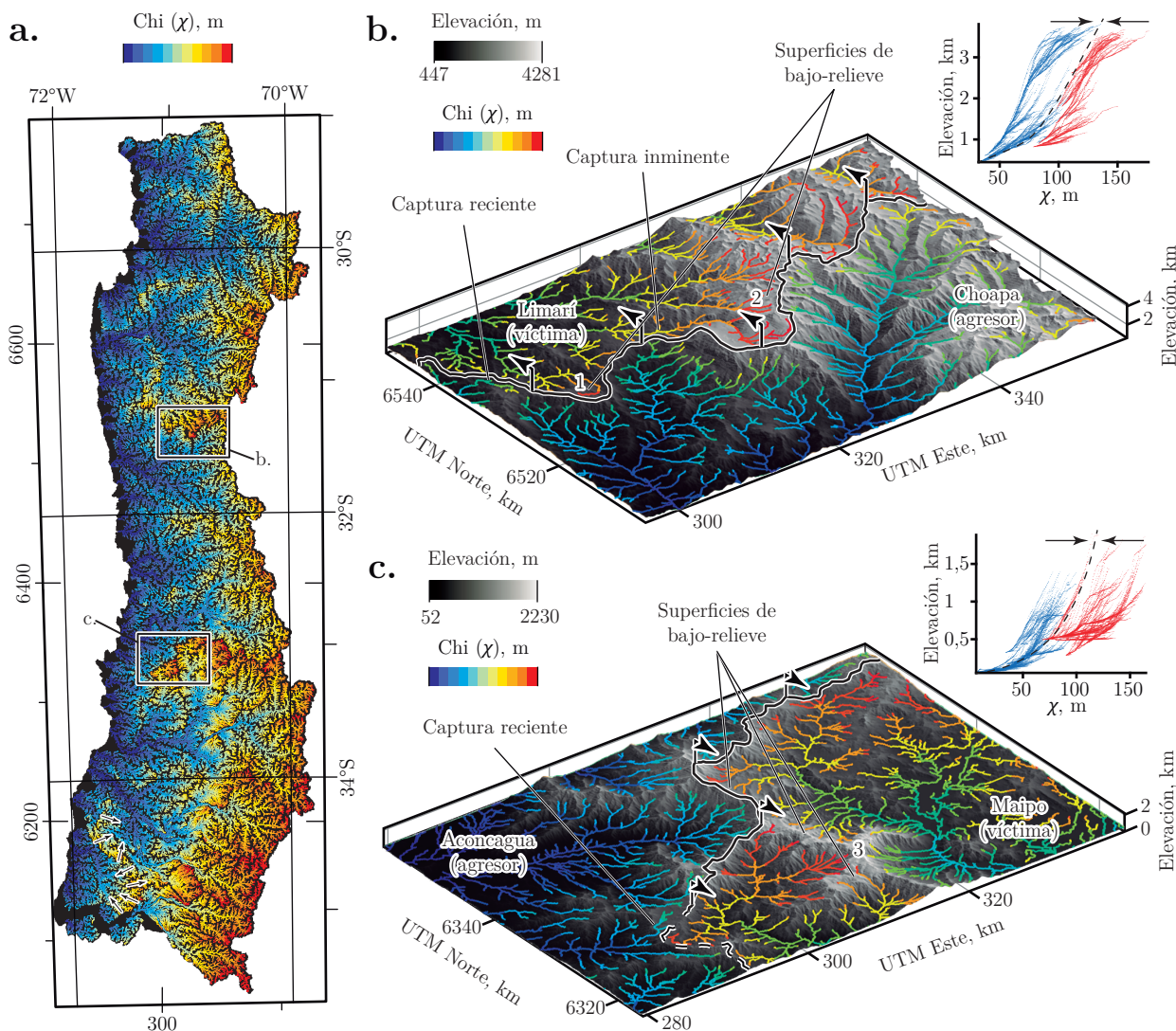


Figura 4.8: Distribución espacial del parámetro Chi (χ) y características geomorfológicas de divisorias de agua migratorias en los Andes de Chile central. (a) Mapa de χ calculado para cada punto de los canales con área drenada $>10^6$ m². (b) y (c) Cuencas del río Choapa y Aconcagua, creciendo a expensas de las cuencas del río Limarí y Maipo, respectivamente. Ambas cuencas víctimas con tramos superiores de alto χ están perdiendo área y podrían pronto perder sus cabeceras por captura. Paisajes de bajo-relieve En (b) se observa que aunque ambos drenajes poseen forma similar en el espacio χ -elevación, la divisoria es inestable producto de las importantes diferencias de los valores χ entre cuencas. En (c) se observan diferencias de forma de los drenajes en el espacio χ -elevación, como de los valores netos de χ . En éste último caso queda en evidencia el desequilibrio entre la cuenca agresora, topográficamente más baja y empinada, y la cuenca víctima más alta y plana que presenta drenajes colgados de alto χ , que ocasionalmente se emplazan sobre superficies de bajo-relieve (1, Rodríguez *et al.*, 2014; 2, este trabajo; y 3, Fariás *et al.*, 2008b). El movimiento inferido de las divisorias desde bajo a alto χ se indica por flechas negras. En perfiles χ -elevación se indica perfil en equilibrio idealizado (línea segmentada) y direcciones de movimiento de los drenajes para alcanzarlo. Cordenada χ calculada con razón $m/n = 0,35$, y $A_0 = 1$ m².

4.2. Discusión: controles de la topografía

Los resultados indican que el paisaje de los Andes de Chile central está marcado por conspicuas y persistentes transiciones fisiográficas que separan zonas con características topográficas singulares. Particularmente, se observa que las transiciones TF₂, TF₃ y TF₄ se expresan por medio de las propiedades intrínsecas del paisaje (elevación, pendiente de ladera y relieve local) que están relacionadas con anomalías geométricas de los perfiles de río en las redes de drenaje (k_{sn} y *knickpoints*). De esta forma, las diferencias geomorfológicas a gran escala en los Andes de Chile central son consistentes con la idea de que el relieve en la mayoría de los orógenos tectónicamente activos, debajo del límite glacial, está configurado por los perfiles longitudinales de ríos de lecho rocoso (Whipple *et al.*, 1999).

Se ha demostrado que, bajo condiciones de clima y resistencia de roca homogéneas, el relieve local (a alguna escala entre 1-10 km) y el k_{sn} están estrechamente vinculados (DiBiase *et al.*, 2010), y que ambos parámetros reflejan la distribución espacio-temporal del alzamiento de roca (Kirby & Whipple, 2012, y las referencias allí citadas). No obstante, probar el vínculo entre la tectónica y la topografía en paisajes erosionales con condiciones de borde más complejas es, usualmente, un desafío. Por un lado, es necesario hacer un análisis cuidadoso de las influencias que el clima, la carga de sedimentos y la resistencia de roca pueden ejercer sobre el proceso de incisión de los ríos, y a través de ellos afectar toda la topografía observada (*e.g.*, Kirby *et al.*, 2003; Hu *et al.*, 2010; Gaidzik & Ramírez-Herrera, 2017); y por otro, interpretaciones robustas en geomorfología tectónica requieren del apoyo en restricciones geológicas de los patrones de alzamiento, erosión y exhumación (Wobus *et al.*, 2006a; Kirby & Whipple, 2012; Whittaker, 2012). En esta sección se presenta la discusión de los resultados a la luz de los datos disponibles de clima, denudación, exhumación y geología.

4.2.1. Clima

Antes de evaluar las posibles influencias que el gradiente en las precipitaciones puede ejercer en la topografía observada, vale la pena preguntarse ¿dónde se localiza el límite glacial geomorfológico en los Andes de Chile central?. En lo que sigue se analiza y discute: (1) la ubicación del límite glacial, y sus implicancias en el comprensión geomorfológica de los Andes de Chile central; y (2) la potencial influencia de la distribución espacial heterogénea de precipitación en la topografía.

4.2.1.1. Límite glacial

Análisis topográficos en los Himalayas (Brozovic *et al.*, 1997), los Andes (Montgomery *et al.*, 2001), las Cascadas de Washington (Mitchell & Montgomery, 2006), Sierra Nevada (USA; Foster *et al.*, 2008), y a escala global (60°N-60°S; Egholm *et al.*, 2009; Pedersen *et al.*, 2010); así como modelación numérica (Egholm *et al.*, 2009; Pedersen & Egholm, 2013) indican que cuando una cadena montañosa se interseca con la altitud de la línea de equilibrio (*equilibrium line altitude*: ELA) glacial, su elevación topográfica está limitada por los eficientes mecanismos

de denudación agrupados bajo el concepto de la «sierra circular glacial» (*glacial buzzsaw*; ver Evans, 2013, para una síntesis). La impronta geomorfológica de la sierra circular glacial es la concentración de área en distribuciones hipsométricas formando un máximo local (máximo hipsométrico: MH) de mayor elevación, justo debajo de la ELA, que actúa como un nivel de base local para la erosión glacial (Brozovic *et al.*, 1997; Montgomery *et al.*, 2001; Brocklehurst & Whipple, 2004; Mitchell & Montgomery, 2006; Foster *et al.*, 2008; Egholm *et al.*, 2009; Pedersen *et al.*, 2010).

Egholm *et al.* (2009) observaron globalmente que cuando una cadena montañosa sobrepasa la paleo-ELA del último máximo glacial (*last glacial maximum*: LGM), su MH más alto existe entre la ELA-moderna y la paleo-ELA. Aunque la hipótesis de la sierra circular glacial continúa siendo cuestionada tanto por su capacidad de aplanar la topografía (*e.g.*, Hall *et al.*, 2013; Hall & Kleman, 2014), como por erosionar las rocas sobre la ELA bajo cualquier circunstancia (Thomson *et al.*, 2010; Ward *et al.*, 2012), todo indica que opera en regiones templadas donde los glaciares base húmeda de pequeño tamaño, principalmente glaciares de circo, erosionan lateralmente (Foster *et al.*, 2008; Egholm *et al.*, 2009). La ELA moderna en los Andes de Chile central escasamente se interseca con las cumbres más altas de la CP (Figura 4.9 a) y los glaciares activos se desarrollan de forma restringida por sobre los ~4250 y ~3000 m s.n.m., a los ~30°S y ~35°S, respectivamente (Brenning, 2005). Actualmente, la mayor parte del relieve de las cuencas mayores en los Andes de Chile central se sitúa en el dominio erosivo de carácter fluvial (Figura 4.9 a). No obstante, en todas estas cuencas existen depósitos y morfologías glaciales preservados muy por debajo de la ELA-moderna y los glaciares activos (ver mapas geológicos de Thiele, 1980; Nasi *et al.*, 1986, 1990; Mpodozis & Cornejo, 1986; Rivano & Sepúlveda, 1986; Rivano *et al.*, 1993), evidenciando, al menos, los últimos períodos fríos del Pleistoceno Tardío (Figura 4.9 a; Kull *et al.*, 2002; Brenning, 2005; Zech *et al.*, 2006, 2007, 2017; Lohse *et al.*, 2009; Riquelme *et al.*, 2011; Herrera-Ossandón *et al.*, 2012; Herrera-Ossandón, 2016).

La distribución de la elevación de los Andes de Chile central (Figura 4.9 a) y sus cuencas hidrográficas mayores (Figura 4.9 b) muestra que existe un MH inferior y superior relevantes. El MH-inferior es más significativo, se localiza a baja altura (0-1 km s.n.m.), está presente en todas las cuencas y refleja la acumulación de área en la DC al sur de los ~32°30'S, y las superficies de bajo-relieve de la CC al norte de los ~32°30'S (Figura 4.9 a; Rodríguez, 2013; Rodríguez *et al.*, 2013, 2014). Como indican Egholm *et al.* (2009) en su análisis sobre la mayor parte de la Tierra (entre los 60°N y 55°S), la existencia de este MH es coherente con el predominio de los procesos fluviales de erosión y depositación controlados por el nivel base del océano (MH-inferior=MH fluvial), y en menor medida, los procesos tectónicos que elevan superficies de bajo-relieve.

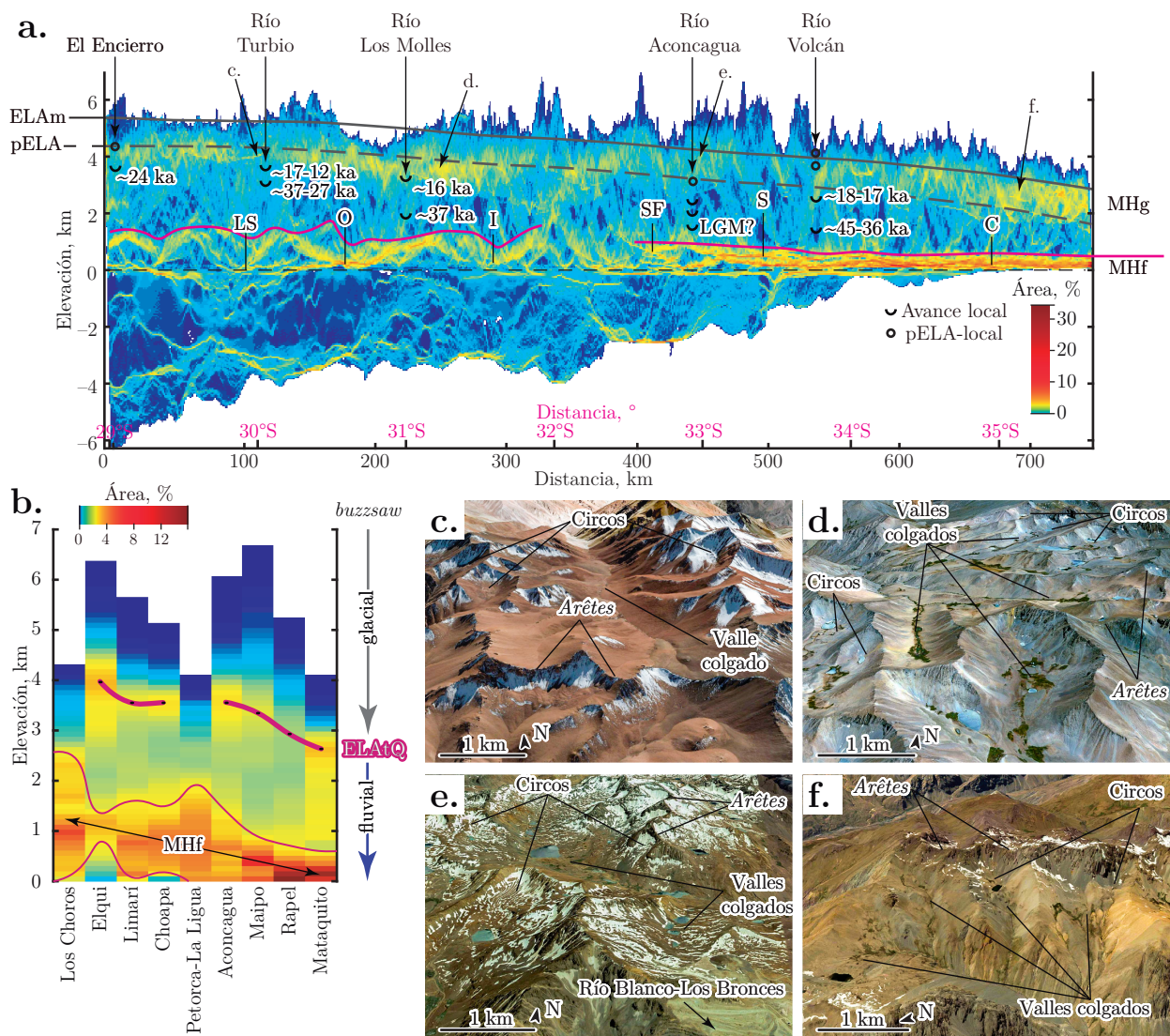


Figura 4.9: Límite glacial en los Andes de Chile central (29-35°40'S). (a) Perfil de franja de distribución de densidad de elevación cada 1 km a lo largo de los Andes de Chile central (topografía de Figura 4.1 a). (b) Perfil de franja de distribución de elevación para las cuencas mayores de los Andes de Chile central. Imágenes satelitales oblicuas extraídas de Google Earth mostrando las superficies de bajo-relieve erosionales de origen glacial (c) Elqui, (d) Limarí, (e) Acocangua y (f) Mataquito. ELAm: ELA-moderna (Brenning, 2005), pELA: paleo-ELA (1000 m debajo de la ELAm a los ~29°S de acuerdo con Kull *et al.*, 2002; Zech *et al.*, 2006; Lohse *et al.*, 2009), ELAtQ: ELA topográfica Cuaternario, MHg: Máximo Hipsométrico glacial, MHf: Máximo Hipsométrico fluvial, LS: La Serena, O: Ovalle, I: Illapel, SF: San Felipe, S: Santiago, C: Curicó. Avances locales y pELA-local: El Encierro (Kull *et al.*, 2002; Zech *et al.*, 2006), Río Turbio (Riquelme *et al.*, 2011), Río Los Molles (Zech *et al.*, 2007), Río Aconcagua (Clapperton, 1994) y Río Volán (Herrera-Ossandón *et al.*, 2012; Herrera-Ossandón, 2016)

El MH-superior se desarrolla en las zonas altas de la CP, se presenta como una banda de ~1 km de ancho que desciende de forma relativamente paulatina hacia el sur (Figura 4.9 a). A diferencia del MH-inferior, el MH-superior no está desarrollado en las cuencas sin topografía significativa sobre las ELAs (*e.g.*, Los Choros y Petorca-La Ligua). La ubicación del MH-superior debajo de la ELA-moderna y aproximadamente coincidente con la paleo-ELA es consistente con la hipótesis de que los procesos erosivos de la sierra circular glacial en el largo plazo lleva a la concentración de área en un intervalo acotado de elevación (Brozovic

et al., 1997; Brocklehurst & Whipple, 2004; Mitchell & Montgomery, 2006; Foster *et al.*, 2008; Egholm *et al.*, 2009; Pedersen *et al.*, 2010). La tendencia descendente hacia sur del MH-superior y la elevación máxima mostrada en este análisis es concordante con las observaciones a lo largo los Andes (Montgomery *et al.*, 2001) y entre los 35°S y 46°S (Thomson *et al.*, 2010), en donde los patrones de elevación siguen la forma de la ELAs.

Debido al movimiento continuo de la ELA producto de los cambios climáticos, los dominios glacial y fluvial no están separados por un límite discreto y fijo en el espacio, sino que al contrario, ambos dominios comparten una zona del paisaje en donde se alternan a través del tiempo (Pedersen *et al.*, 2010). Por simplicidad, parece adecuado suponer que el límite glacial integrado en el tiempo corresponde a la elevación media de la franja del MH-superior que, por la hipótesis de la sierra circular glaciaria, equivale aproximadamente a la elevación promedio de las ELAs cuyo impacto fue significativo y persiste sin ser borrado por los procesos fluviales. Para diferenciarla de las ELAs estimadas a partir de los glaciares actuales o sus avances pleistocenos, se denomina ELA topográfica Cuaternario (ELAtQ) a la línea de equilibrio estimada a partir de la topografía que, probablemente, integra intervalo temporal significativo del Pleistoceno (Figura 4.9 b; Tabla 4.3).

Tabla 4.3: Elevación aproximada de la línea de equilibrio glacial cuaternaria (ELAtQ) extraída de la topografía en cada cuenca mayor de los Andes de Chile central.

| Cuenca | ELAtQ, m s.n.m. |
|----------------|-----------------|
| Los Choros* | - |
| Elqui | 3900 |
| Limarí | 3500 |
| Choapa | 3500 |
| Petorca-Ligua* | - |
| Aconcagua | 3500 |
| Maipo | 3300 |
| Rapel | 2900 |
| Mataquito | 2600 |

*Sin máximo hipsométrico superior significativo (*i.e.*, sin área significativa sobre la ELAtQ).

La formación y elevación de la ELAtQ implica que en los Andes de Chile central pudo desarrollarse una importante cobertura glacial durante el Cuaternario. Esta idea es consistente la prolongación hacia el norte ($\sim 30^\circ\text{S}$) del Casquete de Hielo Patagónico, estimado durante LGM (Hollin & Schilling, 1981 en Heusser, 2003), considerando la intersección entre la ELA del LGM y la topografía actual (Broecker & Denton, 1990; Ehlers & Gibbard, 2007; Denton *et al.*, 2010). La distribución de la topografía por sobre la ELAtQ, a lo largo de las zonas más elevadas de la CP de los Andes de Chile central, hace necesario evaluar la posible influencia glacial en la génesis de las transiciones TF₃ y TF₄.

El límite inferior de la banda de ~ 1 km de ancho en torno del MH-superior coincide aproximadamente con la TF₃. En particular, al norte de los $\sim 32^\circ 30'\text{S}$ la TF₃ está marcada por diferencias sustantivas en las pendientes y relieve local del paisaje, en conjunto con impor-

tantes k_{p-} que separan segmentos de canal con valores de k_{sn} contrastantes. Considerando la elevación de la ELAtQ y la posición de las pELA-locales de los últimos avances glaciales pleistocenos (Clapperton, 1994; Kull *et al.*, 2002; Zech *et al.*, 2006), es factible que la TF₃ y los rasgos topográficos por encima de esta sean el resultado de la erosión glacial. En promedio, los glaciares de valle pudieron extenderse hasta los ~ 3 km s.n.m. disminuyendo el k_{sn} de los tributarios superiores de las cuencas y finalmente llevando a una reducción del relieve por encima de TF₃. Una situación muy similar se ha descrito en los Andes bolivianos, en donde la paleo-ELA ($\sim 3,8$ km s.n.m.; Klein *et al.*, 1999) del LGM denota una prominente transición fisiográfica que separa un paisaje de bajo-relieve del imponente escarpe de Beni (Gasparini & Whipple, 2014). Aunque es plausible un posible origen glacial de la inflexión del paisaje a lo largo de la TF₃, el poder erosivo de los glaciares no explica las diferencias de k_{sn} entre la CC y la CP, demarcados por la TF₂ que se localiza muy por debajo de la ELAtQ o los registros morfoestratigráficos existentes del máximo descenso de los glaciares de valle en los Andes de Chile central (Figura 4.9 a).

Al sur de los $\sim 32^{\circ}30'S$, la TF₄ delimita la zona interna de la CP en donde gran parte del relieve se ubica por sobre la ELAtQ. A diferencia de la topografía suave observada sobre la TF₃, que a estas latitudes es escasa y restringida a la parte occidental de la CP, el paisaje al este de la TF₄ es extremadamente escarpado, indicando que en este lugar los glaciares y los ríos han erosionado el paisaje incrementando el relieve topográfico. La ineficiencia de la sierra circular glacial se evidencia en la pérdida de definición del MH-superior entre los $\sim 32^{\circ}30'S$ y $34^{\circ}30'S$ (Figura 4.9 a).

¿Por qué al norte de los $\sim 32^{\circ}30'S$ los procesos erosivos glaciares habrían disminuido el relieve topográfico de la CP, mientras que al sur lo habrían incrementado?. Claramente la erosión glacial por sí sola no es capaz de responder esta pregunta. Sin embargo, la existencia de esta notable anomalía sugiere la actuación de otras variables que llevaron al paisaje a responder de forma diferente frente a la erosión glacial.

4.2.1.1.1 Implicancias para el dominio fluvial

Para el cálculo del k_{sn} y el reconocimiento de *knickpoints* se asumió implícitamente que las redes de drenaje por sobre las coberturas aluviales de las zonas bajas y distales, responden a las dinámicas propias de los canales fluviales de lecho rocoso. Sin embargo, se demostró que el dominio fluvial posee un límite superior glacial controlado básicamente por el clima. A continuación se discuten los alcances e implicancias sobre la validez los índices morfométricos calculados, en relación al, *sensu stricto*, dominio fluvial de lecho rocoso.

Los índices de concavidad (θ) obtenidos para las subcuencas en los Andes de Chile central no cambian con la interpretación de que parte del relieve responde a largo plazo a los procesos glaciales. Sin embargo, el valor de θ_{ref} más adecuado debe considerar solo las cuencas desarrolladas mayoritariamente en el dominio fluvial. Así, el índice de concavidad intrínseco calculado para las subcuencas anidadas a lo largo de los Andes de Chile central ($\theta_{ref} = 0,43$), disminuye a 0,4 cuando se excluyen los valores de θ de las cuencas con cabeceras glaciales (Tabla E.1). A pesar de esta disminución, la concavidad de los perfiles longitudinales de los ríos en el dominio fluvial de los Andes de Chile central poseen concavidades que en promedio caen dentro del rango esperado para ríos de lecho rocoso en condiciones de alzamiento y erosividad uniformes (Whipple & Tucker, 1999; Howard & Kerby, 1983; Tarboton *et al.*, 1991; Snyder *et al.*, 2000).

El índice de empinamiento de canal normalizado (k_{sn}) es altamente dependiente en magnitud y unidad de medida del valor de θ_{ref} usado para su cálculo (ver [Ecuación 3.3](#)). Sin embargo, se observa una relación lineal entre los valores de k_{sn} calculados con θ_{ref} de 0,43 y 0,4 ([Figura 4.10 a](#)), que se traduce finalmente en patrones espaciales del k_{sn} semejantes que no modifican el significado de los resultados ([Figura 4.10 b](#)). Equivalencias similares se reportaron en regiones montañosas italianas ([Cyr *et al.*, 2010](#)) y los Andes septentrionales bolivianos ([Gasparini & Whipple, 2014](#)). De todas formas, se requiere una evaluación correcta de θ_{ref} para obtener valores de k_{sn} consistentes en un área determinada (ver [Mudd *et al.*, 2018b](#)).

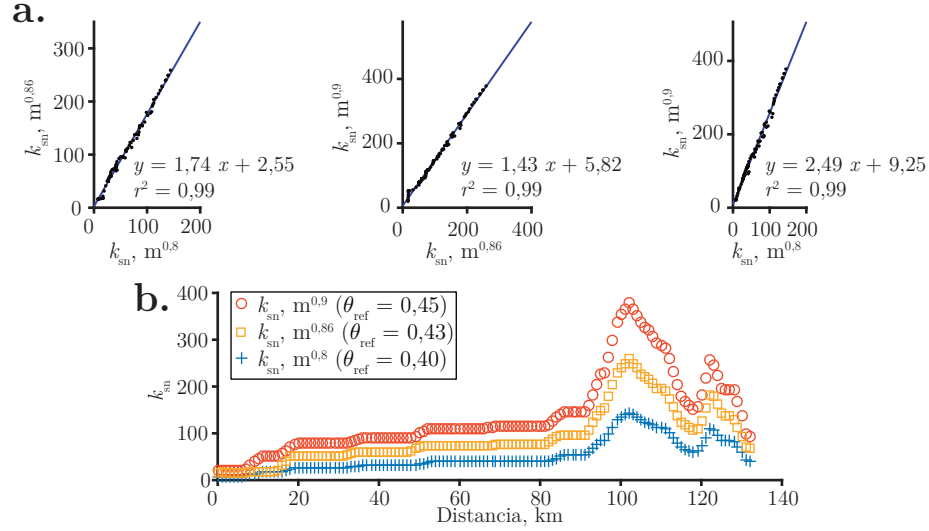


Figura 4.10: Comparación entre índices de empinamiento de canal normalizado (k_{sn}) en el río Petorca calculados usando diferentes concavidades de referencia (θ_{ref}). (a) Los valores k_{sn} calculados usando diferentes concavidades de referencia están relacionados linealmente. (b) La tendencia de k_{sn} con la distancia desde la desembocadura es la misma sin importar si $\theta_{ref} = 0,4, 0,43$ o $0,45$. Los valores de k_{sn} ploteados en (a) y (b) se promediaron en intervalos de 1 km a lo largo del canal.

La relación lineal entre los valores de k_{sn} también se cumple para el valor típicamente utilizado de $\theta_{ref} = 0,45$ (*e.g.*, [Wobus *et al.*, 2006a](#); [Kirby & Whipple, 2012](#)). Para permitir la comparación directa entre valores de k_{sn} determinados por otros estudios (*e.g.*, [Snyder *et al.*, 2003](#); [Kirby *et al.*, 2003](#); [Duvall, 2004](#); [Ouimet *et al.*, 2009](#); [Hu *et al.*, 2010](#); [Gasparini & Whipple, 2014](#)), se recalcaron los valores de k_{sn} en los Andes de Chile central ([Tabla E.1](#)). Así, se tiene que el rango de empinamientos de canal en los Andes de Chile central son comparables con los valores de reportados en la meseta tibetana oriental adyacente a la cuenca de Sichuan, China ([Ouimet *et al.*, 2009](#); [Kirby & Ouimet, 2011](#)).

La magnitud del parámetro χ es dependiente del valor de θ_{ref} usado para calcularlo (ver [Ecuación 3.6](#)). Sin embargo, similarmente a lo observado para el k_{sn} , los valores χ calculados para $\theta_{ref} = 0,4; 0,43$ y $0,45$, presentan relaciones lineales ([Figura 4.11](#)). Así, los patrones de distribución espacial de χ son equivalentes, al menos para estos valores de concavidad específicos testeados.

El parámetro χ es una medida de la geometría y la topología de las redes de drenaje ([Willett *et al.*, 2014](#)), sin embargo, aún no está claro bajo qué criterio se debe efectuar su cálculo. Recientemente, [Forte & Whipple \(2018\)](#) mostraron que los patrones de χ en las divisorias de agua son altamente dependientes del nivel base escogido y, por lo tanto, la interpretación

de migración de divisorias de aguas no es directa desde un mapa de distribución de χ . Los patrones de χ obtenidos en los Andes de Chile central, calculados desde el nivel base absoluto del nivel del mar, corresponden a una aproximación de primer orden en la exploración de la estabilidad de las divisorias de agua, y como tales, deben ser tomados con precaución. Un análisis detallado sobre el límite fluvial-aluvial, así como métricas y metodologías adicionales (ver Forte & Whipple, 2018, por análisis detallado) pueden aportar otra perspectiva en la caracterización de las divisorias de agua migratorias.

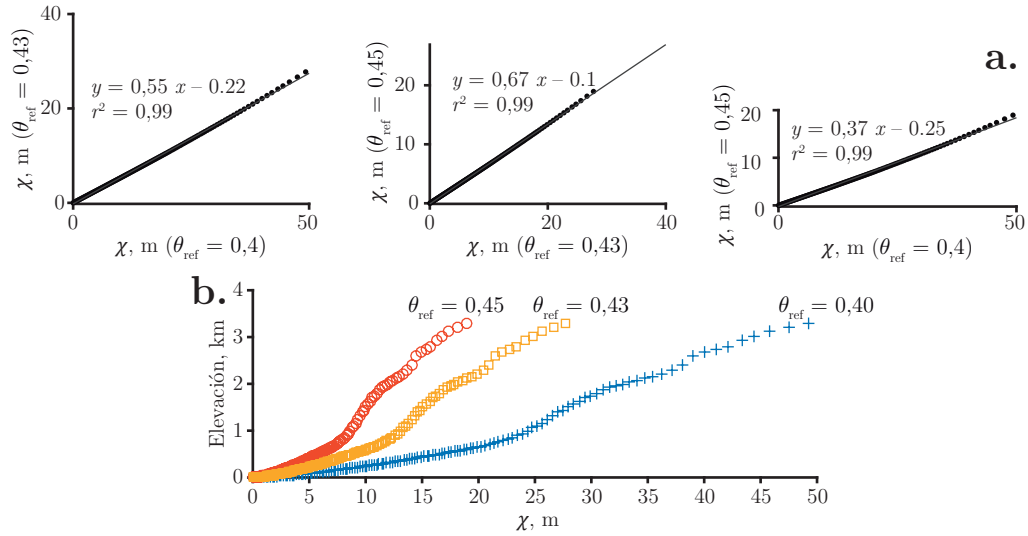


Figura 4.11: Comparación entre parámetros Chi (χ) en el río Petorca calculados usando diferentes concavidades de referencia (θ_{ref}). (a) Los valores χ calculados usando diferentes concavidades de referencia están relacionados linealmente. (b) La tendencia de χ -elevación es la misma sin importar si $\theta_{ref} = 0,4$, $0,43$ o $0,45$. Los valores de χ ploteados en (a) y (b) se promediaron en intervalos de 1 km a lo largo del canal.

La migración de divisorias de agua es usualmente considerada por análisis geomorfológicos orientados a la evolución dinámica de las cadenas montañosas afectadas por la erosión glacial (Foster *et al.*, 2010; Spotila, 2012). Sin embargo, a la fecha no existen trabajos orientados a la interpretación de migración de divisorias mediante la aplicación del parámetro χ en ambientes glaciales. Se razona que la existencia del límite glacial en los Andes de Chile central vuelve compleja cualquier interpretación de migración por sobre la ELAtQ, ya que el parámetro χ se origina en relaciones empíricas propias de sistemas fluviales. De todas formas, gran parte de las posibles divisorias migratorias detectadas: Limarí-Choapa y Aconcagua-Maipo, se emplazan por debajo del límite glacial de los Andes de Chile central (comparar Figura 4.8 a con Figura 4.12 a) y, por lo tanto, su desarrollo involucra mayoritariamente los procesos erosivos fluviales.

Como fue notado por Gilbert (1877), el «declive desigual» (*unequal declivity*) a ambos lados de una divisoria implica diferencias en las tasas de erosión, sugiriendo inestabilidad y por consiguiente, la migración de divisorias de aguas desde el lado más escarpado y bajo hacia el más plano y alto. A la fecha no existen datos de tasas de erosión empíricas a la escala de las divisorias analizadas que permitan respaldar o refutar la migración detectada. Sin embargo, las evidencias cualitativas de diferencias de elevación, pendientes y capturas recientes e inminentes en las redes de drenaje, sugieren que las divisorias de agua Limarí-Choapa y Aconcagua-Maipo se mueven hacia el norte y sur, respectivamente. Estudios geomorfológicos más detallados

combinados con mediciones de las tasas de erosión son necesarios para sustentar o descartar estos desequilibrios geométricos y topológicos en las redes de drenaje de los Andes de Chile central.

4.2.1.1.2 Implicancias en la compresión de superficies de bajo-relieve

Las implicancias de invocar la hipótesis de la sierra circular glacial en la generación del MH-superior trae consigo una nueva explicación para una serie de superficies de bajo-relieve descritas en la CP de los Andes de Chile central. Clásicamente estas superficies se interpretan como pedimentos y peneplanicies que evocan un paisaje de bajo-relieve relictos del Mioceno (*e.g.*, Paskoff, 1970) y que acotaría el alzamiento de superficie durante la evolución cenozoica tardía de los Andes de Chile central (*e.g.*, Farías *et al.*, 2008b; Aguilar, 2010; Aguilar *et al.*, 2013; Rodríguez, 2013; Rodríguez *et al.*, 2014).

La correlación entre el MH-superior y la posición de las ELAs, junto con el análisis remoto de las superficies de bajo-relieve que generan este máximo, respaldan la hipótesis de que su génesis se relaciona a los procesos erosivos glaciales (Figura 4.9 c, d, e y f). Tal como muestra Egholm *et al.* (2009) en modelos numéricos de erosión glacial, las superficies de bajo-relieve observadas en la CP de los Andes de Chile central poseen abundantes *arêtes*, circos (muchas veces con pequeñas lagunas) y valles colgados. Para comparación, se muestran las superficies de bajo-relieve cercanas al yacimiento Río Blanco-Los Bronces (Figura 4.9 e) y otra al interior del Río Teno (Figura 4.9 f), consideradas por Farías *et al.* (2008b) como relictos Miocenos.

Esta propuesta desafía las interpretaciones basadas en la hipótesis que las superficies de bajo-relieve descritas en la CP de los Andes de Chile central corresponden a marcadores geomorfológicos relictos preservados desde el Neógeno. Es necesario tomar con cautela las estimaciones de alzamiento de superficie basadas en la correlación de estos paisajes de bajo-relieve, ya que los datos presentados sugieren un posible origen, o al menos un retrabajo, erosional glacial durante el transcurso del Cuaternario.

Análisis geomorfológicos cuantitativos a gran escala (Rehak *et al.*, 2010) y locales (Aguilar *et al.*, 2011) son consistentes en sugerir que las glaciaciones cuaternarias tuvieron un efecto significativo en la evolución del paisaje de los Andes de Chile central. Existen reconstrucciones geomorfológicas en la vecindad del extremo norte de los Andes de Chile central basadas en la interpretación de vestigios del paisaje relictos Mioceno profundamente modificados por las glaciaciones del Pleistoceno (*e.g.*, Bissig *et al.*, 2002; Rossel, 2016; Rossel *et al.*, 2018). Si las cabeceras del Valle del Huasco (~29°S) experimentaron una importante erosión glacial (Bissig *et al.*, 2002; Zech *et al.*, 2006; Aguilar, 2010; Aguilar *et al.*, 2011; Zech *et al.*, 2017), es claro que la preservación intacta de paisajes relictos más hacia el sur en la CP, a escala de millones de años, sea difícil, y que en el caso de existir superficies de bajo-relieve, estas sean producto de la sierra circular glacial.

Este análisis topográfico sugiere que la acción de los procesos erosivos glaciales en la configuración morfológica final de los Andes de Chile central ha sido minimizado. Si se considera el registro morfoestratigráfico glacial existente (Figura 4.9 a), cuyas edades son <45 ka (Herrera-Ossandón *et al.*, 2012; Herrera-Ossandón, 2016), es evidente que la magnitud y la temporalidad de la mayor parte de las glaciaciones Pleistocenas y su impronta erosional se desconoce. Solo recientemente, en la vertiente argentina se reportaron edades, de exposición ¹⁰Be de morrenas, más antiguas: en el cerro Fredes (~31°S) entre ~351-14 ka (Zech *et al.*,

2017); en la sierra Ansilita ($\sim 31^{\circ}36'S$) entre $\sim 257-132$ ka (Terrizzano *et al.*, 2016); y en Las Leñas ($35^{\circ}S$) entre $\sim 50-19$ ka (Zech *et al.*, 2017). Finalmente, considerando la evidencia directa de una glaciación tropical pliocena ($>3,27$ Ma; Clapperton, 1979), en los Andes bolivianos al norte de La Paz, en donde aflora una sucesión glacial de ~ 500 m (Dobrovlny, 1962 en Clapperton, 1979; Ballivián *et al.*, 1978; Clapperton, 1983; Roberts *et al.*, 2017), por su latitud más alta, es muy probable que el período en que los Andes de Chile central fue afectado por glaciaciones sean mucho más extenso que solo el Pleistoceno Tardío.

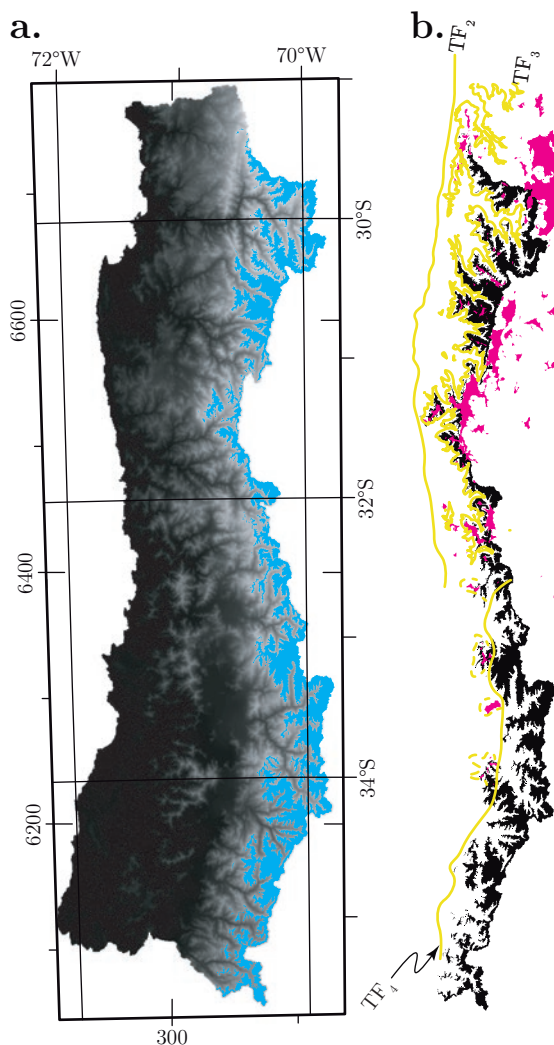


Figura 4.12: Impronta glacial en la topografía de los Andes de Chile central ($29-35^{\circ}40'S$). (a) Altitud de línea de equilibrio glacial topográfica (ELAtQ) en los Andes de Chile central. (b) Relación entre la ELAtQ y las superficies de bajo-relieve en los Andes de Chile central

4.2.1.2. Precipitación

Basados en los datos de *Climate Hazards group Infrared Precipitation with Stations Version 2.0* (CHIRPSv2; Funk *et al.*, 2015), que integra información satelital y de estaciones de medición de precipitación, se buscaron correlaciones entre la distribución actual de la precipitación y cambios topográficos en los Andes de Chile central (Figura 4.13). Se utilizó CHIRPSv2

ya que es el producto de precipitación basado en satélite que combina una alta precisión, largo período de registro (1981-presente) y buena resolución ($0,05^\circ$ en lugar de $0,25^\circ$ de la mayoría de los productos de precipitación basada en satélite) disponible para el territorio chileno (Zambrano-Bigiarini *et al.*, 2017).

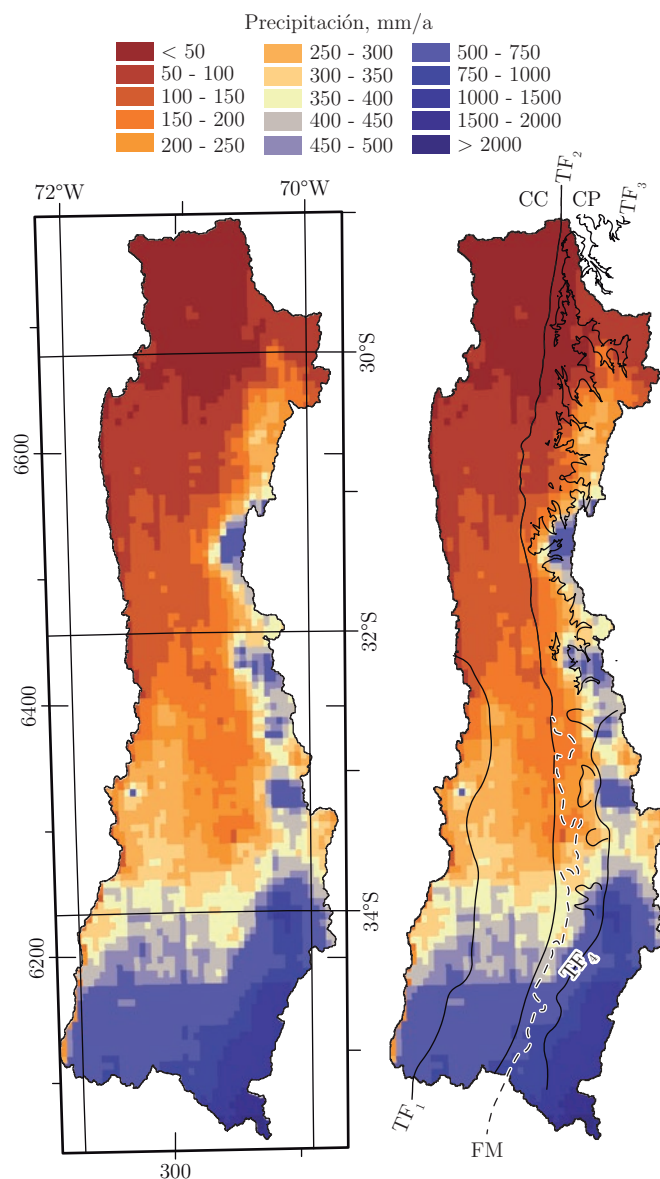


Figura 4.13: Relación entre la distribución de la precipitación anual y la topografía en los Andes de Chile central ($29-35^{\circ}40'S$). (a) Mapa de distribución de la precipitación anual en los Andes de Chile central según el modelo CHIRPSv2 (Funk *et al.*, 2015). (b) Relación entre la precipitación anual y las transiciones fisiográficas en los Andes de Chile central. FM: frente montañoso.

La precipitación, como impulsora de la escorrentía superficial, incide directamente en la efectividad de los ríos en erosionar el sustrato rocoso y transportar el sedimento. El modelo de erosión *stream power* predice que un aumento en la erosividad (alto K en la ecuación Ecuación 3.9) producto de un incremento en la precipitación debería conducir al paisaje en una reducción del relieve topográfico (*e.g.*, Whipple *et al.*, 1999; Roe *et al.*, 2002). Siguiendo este razonamiento, si la diferencia topográfica más importante de los Andes de Chile central,

representada por la TF₂, fuese producto de la distribución heterogénea de la precipitación, se esperaría que el gradiente climático principal se orientara en dirección este-oeste, otorgando más precipitación sobre la CC que en la CP. Contrariamente, el gradiente climático principal y las TF₂ se orientan paralelamente (*i.e.*, en dirección norte-sur; **Figura 4.13 b**) implicando que, en primer orden, el patrón de precipitación no controla el desarrollo de las diferencias topográficas mayores de los Andes de Chile central.

Entre los $\sim 31^\circ\text{S}$ y $\sim 32^\circ 30'\text{S}$, se observa un gradiente de precipitación secundario de dirección este-oeste, posiblemente de tipo orográfico, que concentra más precipitación (450-750 mm/a) sobre la CP, al este de la TF₃ (**Figura 4.13 b**). Si se asumen constantes la carga de sedimentos, la resistecia de roca y el alzamiento de roca en los Andes de Chile central, entonces el gradiente de precipitación secundario se correlaciona inversamente con los rasgos topográficos de gran escala observados para la CC y CP, delimitados por la TF₂. Sin embargo, la existencia de un relieve bajo por sobre la TF₃ ($\sim 31^\circ\text{-}32^\circ 30'\text{S}$), podría indicar una correlación positiva con la mayor precipitación, posiblemente de tipo nival, que ha permitido el desarrollo del efecto aplanador de la sierra circular glacial.

La orientación favorable entre las variaciones topográficas latitudinales detectadas a lo largo de los Andes de Chile central y el gradiente climático, amerita la evaluación de posibles vínculos causales. El cambio latitudinal más evidente es la aparición de la DC como expresión morfológica ampliada de la TF₂ al sur de los $\sim 32^\circ 30'\text{S}$. La hipótesis más reciente del origen de la DC, en los últimos ~ 4 Ma, otorga un papel clave a la erosión impuesta por el clima a escala de millones de años ([Farías *et al.*, 2006a](#); [Farías, 2007](#); [Farías *et al.*, 2008a](#); [Rodríguez, 2008](#); [Rodríguez *et al.*, 2012](#); [Celedón, 2016](#)) y podría ajustarse con el modelo de topografía en crecimiento y relajo posterior al evento de alzamiento de superficie Mio-Plioceno propuesto por [Carretier *et al.* \(2014\)](#). Por otra parte, el incremento generalizado de la pendiente y relieve local de los Andes de Chile central entre los $\sim 32^\circ 30'\text{S}$ y $\sim 35^\circ\text{S}$, así como el descenso de la elevación media al sur de los $\sim 33^\circ\text{S}$, son consistentes con un paisaje en su pico erosional ([Carretier *et al.*, 2013, 2014](#)), y respalda la idea que, a largo plazo, la erosión acumulada se incrementa hacia el sur.

Implícitamente, la conexión a largo plazo entre clima, erosión y topografía en los Andes de Chile central requiere que (1) la elevación topográfica descienda y (2) la exhumación se incremente monótonicamente hacia el sur ([Montgomery *et al.*, 2001](#); [Carretier *et al.*, 2014](#)). Sin embargo, el análisis topográfico desarrollado y las edades termocronológicas disponibles muestran importantes fallos para este modelo.

La CC y CP alcanzan un pico en la elevación máxima y promedio en torno a los $\sim 33^\circ\text{S}$ (**Figura 4.14**), constituyendo una advertencia al vínculo sugerido entre clima y topografía. Se ha argumentado que la respuesta isostática a la incisión heterogénea, ligada en última instancia al clima, es capaz de incrementar el relieve topográfico y las elevaciones máximas (*e.g.*, [Molnar & England, 1990](#)). Aunque la isostasia podría ser una buena explicación para el aumento de la elevación máxima, su efecto es incapaz de explicar el aumento concomitante de la elevación promedio (**Figura 4.14**). Adicionalmente, se ha comprobado que el incremento de relieve topográfico por rebote isostático es generalmente muy reducido tanto para la erosión fluvial (*e.g.*, [Whipple *et al.*, 1999](#); [Roe *et al.*, 2002](#)) como glacial (*e.g.*, [Small & Anderson, 1998](#); [Brocklehurst & Whipple, 2002](#)).

Las edades de termocronología de baja temperatura disponibles muestran que la magnitud de la exhumación neógena, al menos en la CP, no cumple la hipótesis que la erosión acumulada

en el tiempo se incrementa progresivamente hacia el sur como sugirieron [Montgomery *et al.* \(2001\)](#). De forma relativamente consistente, diversos métodos termocronológicos respaldan la existencia de un *locus* de exhumación joven e importante (de hasta 8 km según [Maksaev *et al.*, 2009](#)) entre los $\sim 32^{\circ}30'S$ y $34^{\circ}30'S$ ([Figura 4.15](#)). Así, aunque el espesor cortical disminuya monótonicamente al sur de los $\sim 33^{\circ}S$ (ver [Figura I-1 de Farías, 2007](#), después de [Tassara *et al.*, 2006](#)), al mismo tiempo en que se incrementa el espesor del sedimento al interior de la fosa ([Scholl *et al.*, 1970](#); [Bangs & Cande, 1997](#)), no necesariamente implican que la magnitud de la exhumación neógena crece hacia el sur.

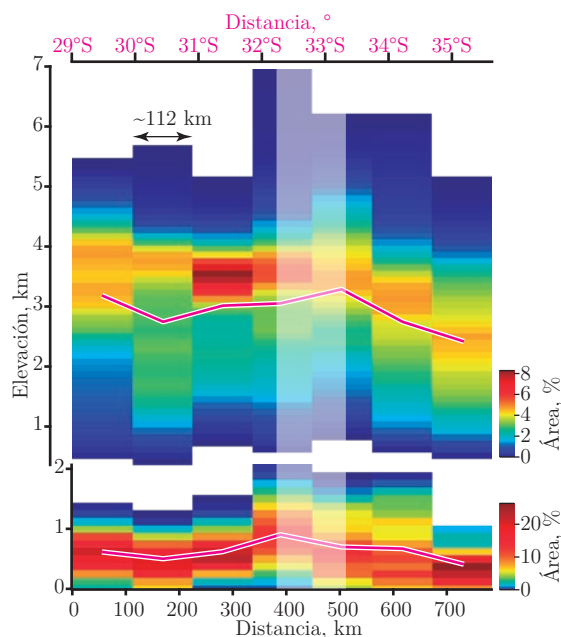


Figura 4.14: Perfil de distribución de densidad de elevación y promedio de las cordilleras de la Costa y Principal (para ubicación ver [Figura 4.1 a](#)). Las imágenes de distribución de densidad de elevación expresan el porcentaje de área a cierta elevación (cada 100 m) de siete tramos equiespaciados a lo largo de las franjas; la línea magenta de halo blanco muestra el promedio de elevación calculado para los siete tramos. Para referencia se señalan los $\sim 33^{\circ}S$, ya que en su vecindad suceden los picos en la elevación de la CC y la CP.

Diferencias de χ entre ambos lados de una divisoria de aguas implica la existencia de diferentes tasas de erosión ([Willett *et al.*, 2014](#)). En este sentido, si las cuencas vecinas de los Andes de Chile central fuesen forzadas a cambiar su geometría y relaciones topológicas producto del gradiente climático (*i.e.*, tasas de erosión), se esperaría que el sentido de la migración de las divisorias fuese el mismo. No obstante, la dirección opuesta de la migración de las divisorias Limarí-Choapa y Aconcagua-Maipo no parece responder a un efecto del gradiente en las precipitaciones. Es más, el sentido de migración hacia el sur de la divisoria de aguas Aconcagua-Maipo implica que las tasas de erosión son mayores en el flanco norte y menores en el sur, opuesto al esperado si las tasas de erosión crecen con el incremento de la precipitación.

La variación de la respuesta del paisaje de la CP frente a la erosión glacial no parece relacionarse con el gradiente climático. Si fuese el caso, se esperaría que a los $\sim 32^{\circ}30'S$ ocurriera un cambio dramático en el monto de precipitación que hacia el norte favoreciera la efectividad de la sierra circular glacial (*e.g.*, [Foster *et al.*, 2008](#)), mientras que hacia el sur la inhibiera (*e.g.*, [Egholm *et al.*, 2009](#); [Hall & Kleman, 2014](#)). Contrariamente, el incremento paulatino de la precipitación a lo largo de la CP no permite vincularlo con el desarrollo de la topografía suave

sobre la TF₃ al norte $\sim 32^{\circ}30'S$ o la escarpada existente al este de la TF₄ hacia el sur de esta latitud (Figura 4.13 b).

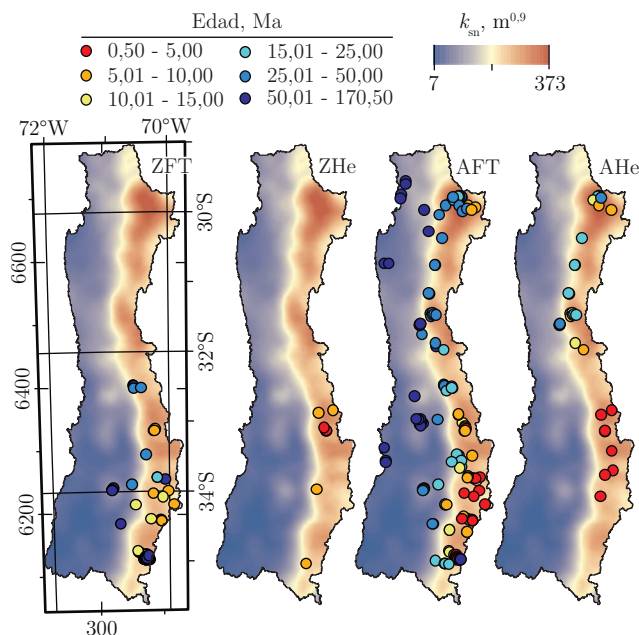


Figura 4.15: Relación entre los patrones de exhumación y el índice de empinamiento en los Andes de Chile central (29-35°40'S). Edades termocronológicas por trazas de fisión en zircón (ZFT), U-Th/He en zircón (ZHe), trazas de fisión en apatito (AFT) y U-Th/He en apatito (AHe). Fuentes: Gana & Zentilli (2000); Cembrano *et al.* (2003); Wilson *et al.* (2003); McInnes *et al.* (2005); Parada *et al.* (2005); Waite (2005); Farías *et al.* (2008b); Spikings *et al.* (2008); Maksaev *et al.* (2009); Lossada *et al.* (2017); Piquer *et al.* (2017); Rodríguez *et al.* (2018). Par mayor detalle, ver Tabla F.2 en el Anexo.

En resumen, el gradiente climático, pensado como un gradiente erosivo, puede explicar solo parcialmente las características topográficas de los Andes de Chile central. El descenso en la elevación a gran escala, la aparición del rasgo erosional de la DC (Farías, 2007; Farías *et al.*, 2008a; Celedón, 2016), el incremento de pendientes y relieve local a lo largo de la CC y CP se ajustan a la hipótesis que la erosión acumulada crece hacia el sur y que la topografía podría encontrarse en distintas etapas evolutivas (*e.g.*, Montgomery *et al.*, 2001; Carretier *et al.*, 2014). Sin embargo, el gradiente climático no puede explicar (1) las variaciones topográficas longitudinales limitadas por las transiciones fisiográficas, (2) el incremento anómalo de la elevación a los $\sim 33^{\circ}S$, (3) el abrupto cambio en los patrones de pendiente y relieve local a los $\sim 32^{\circ}30'S$; (4) el *locus* de exhumación joven de la CP entre los $\sim 32^{\circ}30'S$ y $34^{\circ}30'S$; y (5) la migración de las divisorias de agua.

4.2.2. Carga de sedimentos

Como fue notado por tempranamente por Gilbert (1877), los sedimentos transportados por los ríos pueden jugar dos roles contrastantes en el proceso de incisión del lecho rocoso: (1) sirviendo de herramientas abrasivas o (2) de protección del lecho. Para un mayor entendimiento, por ejemplo, Sklar & Dietrich (1998, 2004) postulan un modelo simple en donde el efecto de las herramientas presenta una dependencia lineal del flujo de sedimentos (q_s), mientras que el efecto de protección posee una dependencia lineal de la razón entre el flujo de sedimentos y

la capacidad de transporte (q_s/q_c), siguiendo la [Ecuación 4.1](#). Así, cuando $q_s < q_c$, ocurre la incisión activa en ríos de lecho rocoso.

$$f(q_s) = q_s(1 - (q_s/q_c)). \quad (4.1)$$

Aunque la mayoría de los ríos en los Andes de Chile central poseen lechos mixtos aluviales-rocosos y, por tanto, caen fuera de la definición estricta de ríos de lecho rocoso (*e.g.*, [Howard, 1998](#)). La comprensión actual en torno de la dinámica de la incisión de los ríos de «lecho rocoso» se entiende en el largo plazo más que en su estado presente. Así, un río de lecho rocoso puede conceptualizarse como aquel incapaz de ensancharse, profundizar o moverse lateralmente de manera significativa sin erosionar el sustrato rocoso (*e.g.*, [Turowski *et al.*, 2008](#); [Whipple *et al.*, 2013](#)). En ese sentido, los ríos analizados que yacen fuera de las planicies aluviales de la DC, los ejes troncales de los ríos principales y bajo la ELAtQ corresponden a ríos de lecho rocoso. Evidencias cualitativas locales como terrazas fluviales del río Maipo (*e.g.*, [Ormeño, 2007](#)), *strath terraces* ([Troncoso, 2014](#)) y tramos de ríos de lecho rocoso en el río Aconcagua ([Figura 4.16](#)), respaldan la hipótesis de que la incisión de los ríos, al menos en la CP los Andes de Chile central, parece ser proceso activo.



Figura 4.16: Vista aguas abajo de segmento de lecho rocoso en el río Aconcagua cerca de su salida a la depresión de Los Andes-San Felipe. La incisión activa del río se eviencia cualitativamente por la existencia una *strath terrace* localizada ~ 10 m sobre el lecho.

Si los ríos de los Andes de Chile central estuviesen en estado estacionario, el modelo *stream power* limitado al despegue predice que el mantenimiento de las tasas de erosión constantes requiere que (1) en las zonas proximales, los canales experimenten un descenso del k_{sn} producto de la mayor disponibilidad de herramientas efectivas y (2) en las zonas distales, exhiban un aumento de k_{sn} para lograr mantener la erosión constante y hacer frente a la protección del lecho debido al suministro excesivo de sedimentos. Sin embargo, los canales en los Andes de Chile central no muestran una relación sistemática entre el k_{sn} y el área drenada contribuyente. Varias subcuencas con áreas drenadas similares muestran dramáticas diferencias de k_{sn} , tanto comparando la CC con la CP, como al interior de cada una ([Figura 4.5 a y c](#)).

Las diferencias de χ en las divisorias Limarí-Choapa y Aconcagua-Maipo no parecen estar controladas por la carga de sedimentos. Aunque falta una revisión detallada del tipo de drenaje a ambos lados de las divisorias de agua (lecho rocoso o aluvial), remotamente los drenajes

muestran características similares. No parece existir ninguna diferencia sistemática en la cobertura de los drenajes a uno y otro lado de las divisorias que pueda explicar diferencias en las tasas de erosión. Si este fuese el caso, se requeriría que los lechos de los drenajes con bajos y altos valores de χ fuesen de lecho rocoso y lecho aluvial, respectivamente. De este modo, las diferencias en los tipos de lechos podrían facilitar la persistencia de altas y bajas tasas de erosión, que finalmente llevaran a la cuencas hacia un desequilibrio geométrico y topológico.

En resumen, la carga de sedimentos no explica las diferencias sistemáticas de empinamiento, χ y, en general, las variaciones topográficas entre la CC y la CP en el dominio fluvial de lecho rocoso. En este dominio, la carga de sedimentos no se puede vincular ni con el incremento ni la atenuación de la incisión.

4.2.3. Resistencia de roca

La resistencia del macizo rocoso, dada principalmente por el tipo de roca y su grado de fracturamiento, controla la efectividad y el tipo de proceso de incisión de los ríos, la cantidad de sedimentos disponibles, la forma de sus perfiles longitudinales (*e.g.*, Hack, 1957, 1973; Stock & Montgomery, 1999; Sklar & Dietrich, 2001; Duvall, 2004) y finalmente la estabilidad de las laderas y el relieve a escala de orógeno (Schmidt & Montgomery, 1995; Burbank *et al.*, 1996; Montgomery & Brandon, 2002). Debido a la falta de mediciones de resistencia y grado de fracturamiento de las rocas, se buscaron correlaciones entre la distribución de las unidades geológicas, los patrones de empinamiento de canal y las transiciones fisiográficas.

Con base en la versión GIS del Mapa Geológico de Chile a escala 1:1 000 000 (SERNAGEOMIN, 2003), se generó un mapa simplificado que agrupa los principales tipos litológicos y sus edades de formación (Figura 4.17 a). El área de estudio se caracteriza por una gran diversidad de unidades geológicas, sin embargo mayoritariamente corresponden a granitoides, rocas volcánicas y volcano-detríticas que testimonian la evolución tectono-magmática de los Andes de Chile central desde el Paleozoico (*e.g.*, Charrier *et al.*, 2007, 2014).

En general, los patrones regionales de empinamiento de canal y las transiciones fisiográficas parecen estar ligeramente correlacionados con tipos litológicos específicos o sus contactos. A pesar de que se ha demostrado que los granitoides poseen propiedades de resistencia a la erosión de al menos dos ordenes de magnitud superiores al resto de las litologías (Stock & Montgomery, 1999), las unidades plutónicas parecen ejercer un control restringido sobre la topografía (Figura 4.17 b y c). Por ejemplo, en la CC se reconocen abundantes rocas graníticas que van desde el Paleozoico al Mesozoico que no se correlacionan con mayores gradientes de canal, relieve local, o en definitiva una mayor topografía. El caso contrario se observa en la CP al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$, donde la escasez de granitoides y la predominancia de rocas volcánicas y volcano-detríticas meso-cenozoicas está asociada con valores altos de k_{sn} y relieve local.

Al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$, en las cuencas de los ríos Elqui, Limarí y Choapa, se reconocen posibles influencias litológicas en la distribución del k_{sn} . Aquí existen numerosos segmentos de canal con valores de k_{sn} elevados al cruzar unidades plutónicas que abarcan desde el Paleozoico al Cenozoico (Figura 4.17 a). El caso más notable se observa en la cuenca del río Elqui, en donde los valores de k_{sn} más altos en los Andes de Chile central se localizan sobre una amplia unidad plutónica compuesta principalmente de granitoides del Paleozoico superior-Triásico (Nasi *et al.*, 1986; Mpodozis & Cornejo, 1986). Sin embargo, el reconocimiento amplio de la TF₂ y TF₃ que separa estos segmentos de canal empinados no se limita a las unidades

graníticas (Figura 4.17 c), sugiriendo que la litologías más resistentes en la CP podrían estar preservando o amplificando solo localmente los altos gradientes de canal originados por otro factor.

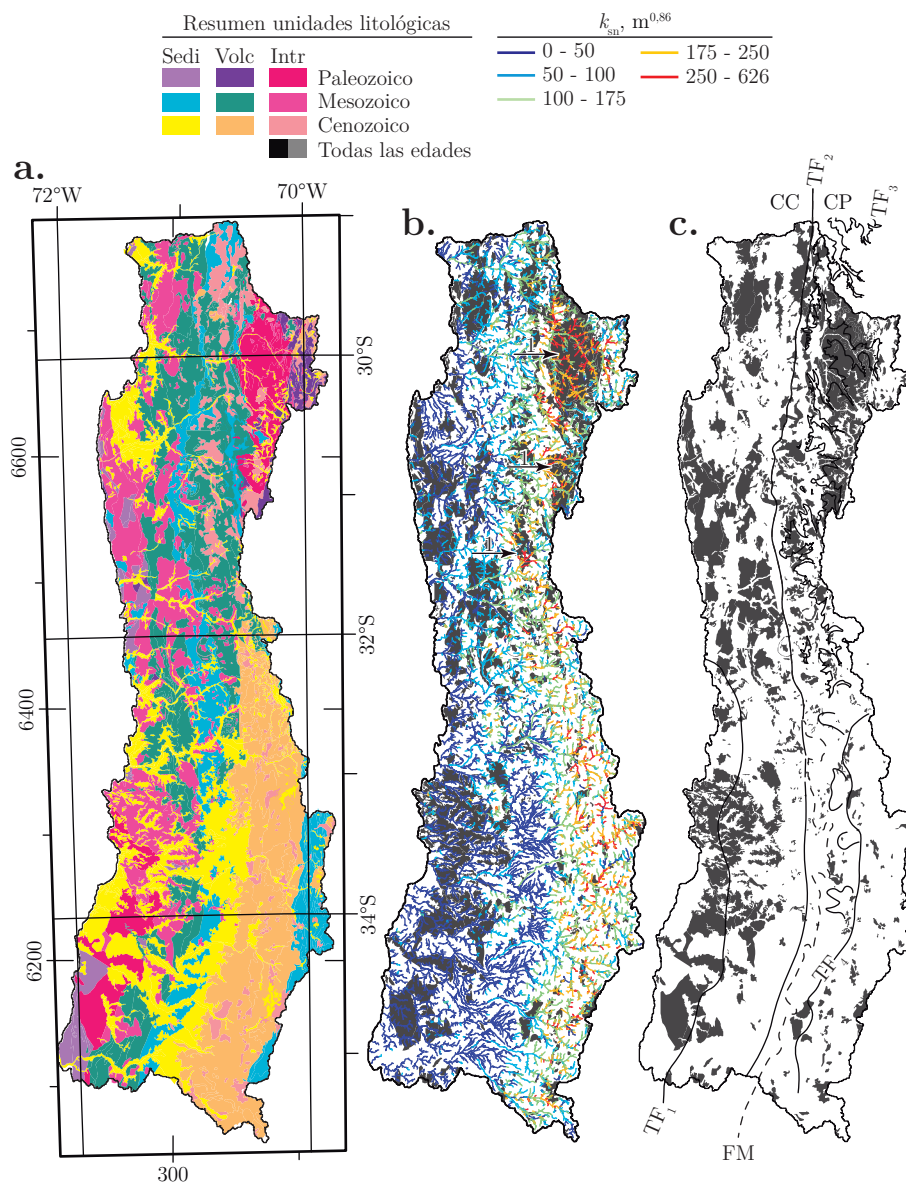


Figura 4.17: Relación entre la distribución de las unidades litológicas y la topografía en los Andes de Chile central (29-35°40'S). (a) Mapa de distribución de las unidades litológicas en los Andes de Chile central según el Mapa Geológico de Chile a escala 1:1 000 000 (SERNAGEOMIN, 2003). Las unidades litológicas se agruparon de acuerdo a su competencia relativa, principalmente dada por su origen sedimentario, volcánico o intrusivo. (b) Relación entre la distribución de granitoides de todas las edades y los patrones de empinamiento de canal en los Andes de Chile central. (c) Relación entre la distribución de granitoides de todas las edades y las transiciones fisiográficas en los Andes de Chile central. Flechas «1» en (b) indican posibles controles litológicos en los gradientes de canal. FM: frente montañoso.

Las diferencias de χ en las divisorias Limarí-Choapa y Aconcagua-Maipo no están controladas por la resistencia de roca. No se reconoce ninguna diferencia sistemática en la distribución de los granitoides a uno y otro lado de las divisorias que pueda explicar diferencias en las tasas de erosión. Si este fuese el caso, se requería que las vertientes de bajos y altos valores

de χ estuviesen desarrolladas sobre rocas menos y más resistentes, respectivamente. De este modo, las diferencias en la resistencia de las rocas en los Andes de Chile central no controlan el desarrollo ni la evolución dinámica de los desequilibrios geométricos y topológicos de las redes de drenaje.

La relación parcial entre los tipos litológicos el empinamiento de los ríos en la CP al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$, la nula correlación con las diferencias de χ a lo largo de las divisorias de agua y, en general, con las características topográficas de primer orden de los Andes de Chile central, refuerza la idea que a escala orogénica la densidad de fracturas posee un rol mucho más importante que la resistencia intrínseca de la roca intacta (*e.g.*, Schmidt & Montgomery, 1995). Como sostienen Molnar *et al.* (2007), es esperable que las rocas de la corteza superior, en un margen tectónicamente activo como en donde se sitúa los Andes, estén intensamente fracturadas. En definitiva, el efecto de la litología en la topografía a escala regional en los Andes de Chile central es limitado e incapaz de explicar las diferencias sistemáticas de los patrones de k_{sn} (Figura 4.17 b) y la existencia de las transiciones fisiográficas (Figura 4.17 c). Posiblemente, la resistencia del macizo rocoso posee un rol limitado y de segundo orden, como modulador de la respuesta erosiva del paisaje frente cambios climáticos o tectónicos. Grados de independencia similares entre la topografía y los tipos litológicos se han observado en regiones con alzamiento de roca activo (*e.g.*, Kirby *et al.*, 2003; Ouimet *et al.*, 2009; DiBiase *et al.*, 2010; Hu *et al.*, 2010; Kirby & Ouimet, 2011; Miller *et al.*, 2012; Gasparini & Whipple, 2014; Gaidzik & Ramírez-Herrera, 2017).

4.2.4. Tectónica

Como se discutió en las secciones previas, los factores principales que controlan la erosión (*i.e.*, clima, carga de sedimentos de los ríos y resistencia de roca), y teóricamente la variable K de la Ecuación 3.10, son insuficientes para explicar las principales anomalías y variaciones topográficas mayores de los Andes de Chile central. Así, las diferencias observadas en el paisaje de los Andes de Chile central reflejan las variaciones en la deformación tectónica, *i.e.*, alzamiento tectónico relativo diferencial. Siguiendo la similitud entre la Ecuación 3.1 y la Ecuación 3.10, la magnitud el k_{sn} estaría controlado fundamentalmente por el alzamiento de roca (U).

A gran escala, los mapas de relieve local y k_{sn} sugieren una diferencia dramática entre las tasas de alzamiento de roca activo de la CP con respecto a la CC. No obstante, esta sugerencia solo es válida si la topografía de los Andes de Chile central se encuentra en estado estacionario. En caso contrario, los patrones de relieve local y k_{sn} podrían ser el reflejo de una respuesta transitoria del paisaje frente a un evento de alzamiento de roca pasado. En esta sección se evalúa si las diferencias topográficas de los Andes de Chile central reflejan un estado estacionario o transitorio del paisaje frente a episodios de alzamiento de roca activos (presentes) o pasados (inactivos), respectivamente.

4.2.4.1. Respuesta transitoria

Considerando las propiedades evolutivas ideales de la respuesta transitoria de los perfiles longitudinales de los ríos, mediante dos modelos conceptuales se evalúa el impacto geomorfológico de un pulso de alzamiento de roca intenso (de U_0 a U_1 , con $U_0 \ll U_1$) permanente y

esporádico en el tiempo (Figura 4.18). La condición de borde inicial del modelo en t_0 contempla la existencia de un perfil de río bien gradado de bajo empinamiento, en estado estacionario, ajustado a una tasa de alzamiento baja y constante denominada como U_0 . La existencia de un perfil de río bien gradado de bajo empinamiento como condición inicial del modelo implica que la topografía en donde se desarrolla es montañosa y de baja elevación. El primer modelo contempla que U_1 involucró a los Andes de Chile central de manera generalizada, levantando solidariamente la CC y la CP (Figura 4.18 a; según Farías *et al.*, 2008b). El segundo modelo, en cambio, considera que U_1 solo afectó la CP (Figura 4.18 b; según Aguilar *et al.*, 2013).

- **Modelo 1:** el incremento en la tasa de alzamiento de roca de forma generalizada en los Andes de Chile central implica el desarrollo y la propagación de kp_- a través del paisaje. Según la Ecuación 3.11, los kp_- deberían alcanzar las regiones internas de las subcuencas aguas arriba de manera coordinada, marcando el paso entre segmentos de canal relictos poco empinados localizados aguas arriba y tramos en equilibrio de mayor empinamiento ubicados aguas abajo (Figura 4.18 a). Finalmente, se deberían observar kp_- distribuidos de igual forma en las regiones interiores de las subcuencas de la CC y la CP.
- **Modelo 2:** el incremento en la tasa de alzamiento de roca de forma diferencial en los Andes de Chile central, afectando solo la CP, implica el desarrollo y la propagación de kp_- a través del paisaje solo aguas arriba de la discontinuidad estructural en las tasas de alzamiento de roca (Figura 4.18 b). La transición entre la CC y la CP está marcada por la existencia de kp_+ anclados sobre la discontinuidad estructural. La evolución de los kp_- es equivalente a la descrita en el Modelo 1, con la salvedad que solo se restringen al paisaje de la CP.

La persistencia o intermitencia temporal de U_1 tiene dos implicancias topográficas principales que son transversales a ambos modelos. Como es natural, la elevación topográfica final en los modelos de alzamiento de roca permanente es mayor que para el caso en donde se atenúa en t_2 (comparar perfiles longitudinales en t_3 en Figura 4.18). El término de U_1 en t_2 implica la migración aguas arriba de (1) kp_+ generados en el nivel base (Modelo 1) y (2) los kp_+ previamente anclados sobre la TF₂ (Modelo 2).

Considerando que la mayoría de los segmentos de canal con valores elevados de k_{sn} y kp_- se localizan casi exclusivamente en la CP (Figura 4.5; Figura 4.6), es improbable sean producto del retroceso de un escarpe generado al oeste de la CC, debido al alzamiento generalizado de los Andes de Chile central. Si ese fuese el caso, la velocidad de migración coordinada de los *knickpoints* dictada por la Ecuación 3.11 implicaría la preservación de segmentos empinados a través de todas las subcuencas de las redes de drenaje, tanto en la CC como en la CP. Además, si la evolución de los perfiles de río después de un evento de alzamiento de superficie generalizado controlara la topografía de los Andes de Chile central, no hay razón suficiente¹⁵ que sea capaz de explicar la existencia de la prominente TF₂ separando ambas cordilleras o la TF₃ restringida solo en la CP. Así, las características topográficas de los Andes de Chile central son mejor replicadas por el Modelo 2 de alzamiento diferencial de la CP con respecto

¹⁵A principios del siglo XVIII, el filósofo alemán G.W. Leibniz estableció que «Nuestros razonamientos se fundan en dos grandes principios. Uno es el de contradicción, en virtud del cual juzgamos falso lo que encierra contradicción, y verdadero lo que es opuesto a, o contradictorio con, lo falso. El otro es el de razón suficiente, en virtud del cual consideramos que no puede hallarse ningún hecho verdadero o existente ni ninguna enunciación verdadera sin que asista una razón suficiente para que sea así y no de otro modo, aun cuando esas razones nos puedan resultar, en la mayoría de los casos, desconocidas» (Leibniz, 1981, p. 100-103).

a la CC (comparar patrones de k_{sn} de la [Figura 4.5 d](#) y los predichos en la [Figura 4.18 b](#)).

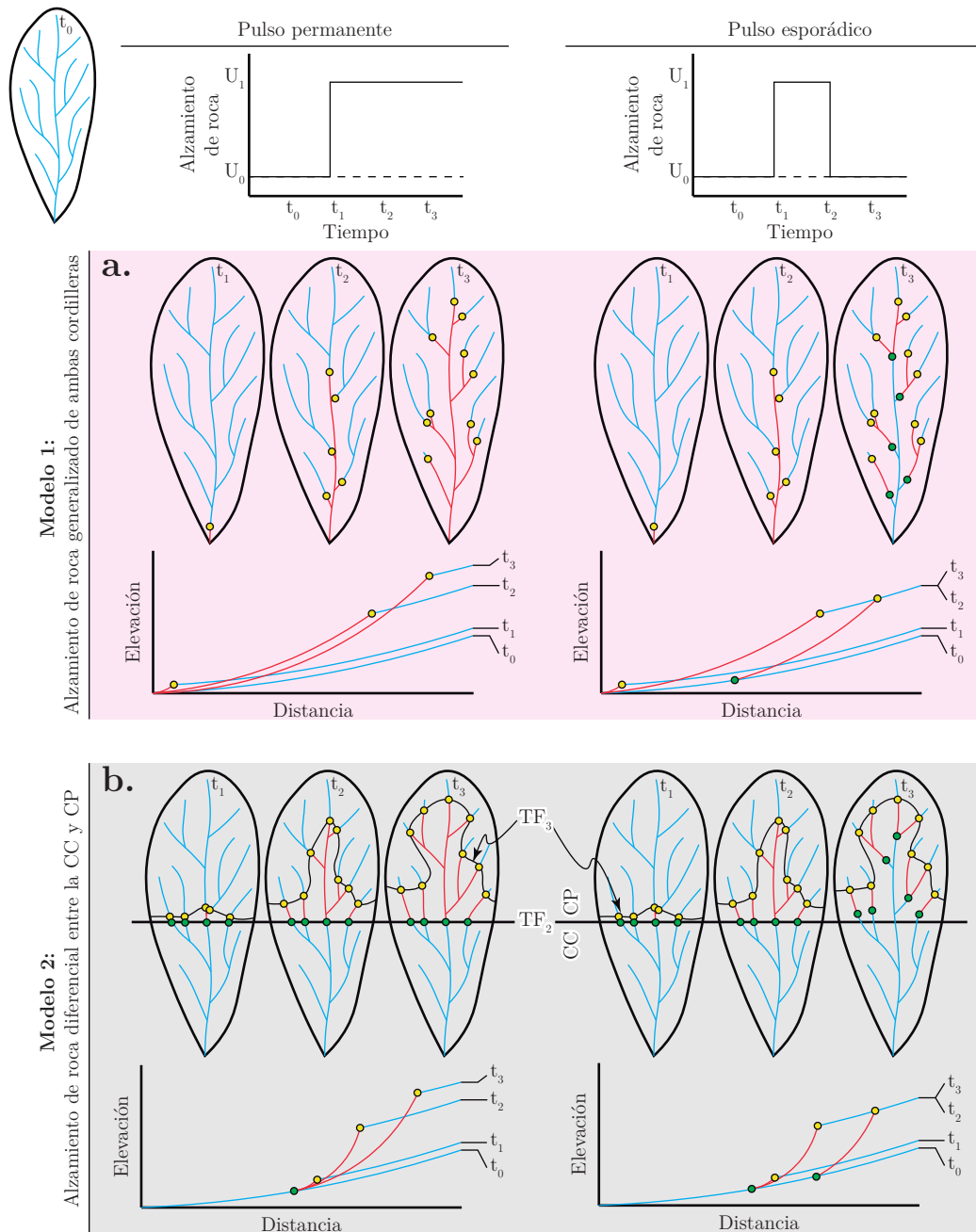


Figura 4.18: Modelo conceptual de evolución geomorfológica de los Andes de Chile central frente a episodios de alzamiento generalizados o diferenciales de la CC y CP, esporádicos o permanentes en el tiempo.

4.2.4.1.1 La TF_3 como una onda de erosión de origen tectónico

Al norte de los $\sim 32^\circ S$, la distribución de los segmentos empinados, la posición de los kp_- más importantes en zonas internas de las CP y la ausencia de quiebres de los perfiles de río al cruzar la TF_2 en las cuencas mayores sugieren que el pulso de alzamiento de roca intenso diferencial de la CP tuvo un carácter esporádico y pretérito. De esta forma, se infiere que

tanto la CC como la CP al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$ se encuentran actualmente bajo un régimen de alzamiento de roca muy lento o inactivo¹⁶. Si un episodio de alzamiento diferencial esporádico pretérito de la CP con respecto a la CC fue el evento tectónico más significativo que configuró la topografía de este segmento de los Andes de Chile central, la distribución de los valores altos de k_{sn} y kp_- ubicados preferentemente al interior de la CP deberían reflejar la respuesta transitoria del paisaje. La ubicación vertical de los kp_- siguiendo una cota topográfica (~ 3 km s.n.m.; **Figura 4.19 a y b**) se ajusta favorablemente con la respuesta esperada de la propagación de una onda de erosión aguas arriba debido a un incremento en las tasas de alzamiento de roca (**Rosenbloom & Anderson, 1994; Whipple & Tucker, 1999**).

Profundizando el análisis del *cluster* de kp_- al interior de la cuenca del río Elqui (encerrados en elipse en la **Figura 4.6 a** y destacados en gris/amarillo en la **Figura 4.7 a**), se observa que su ubicación horizontal depende de las características geométricas de la cuenca y la red de drenaje. Graficando las distancias entre los kp_- y las cabeceras de los drenajes respectivos con respecto del área drenada contribuyente, se observa que existe una relación de ley de potencia similar a la Ley de Hack (**Hack, 1957; Montgomery & Dietrich, 1992; Sklar & Dietrich, 1998**), indicando que los kp_- y tributarios podrían reflejar una respuesta dinámica del dominio fluvial (**Figura 4.19 c**).

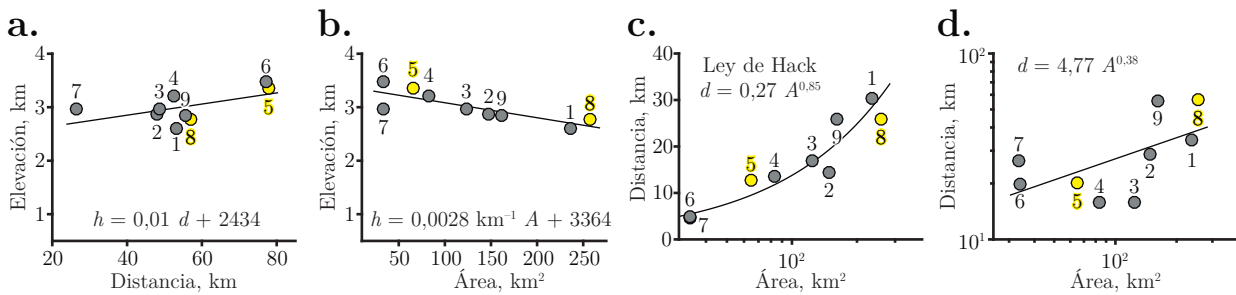


Figura 4.19: Gráficos de datos topográficos de los *knickpoints* de la cuenca del río Elqui. (a) Elevación de *knickpoints* versus distancia en planta medida a lo largo del canal desde el exhutorio referencial (**Figura 4.6 a**). (b) Elevación de *knickpoints* versus área drenada contribuyente aguas arriba. (c) Distancia en planta medida a lo largo del canal desde la cabecera del drenaje más largo y el *knickpoint*, versus el área drenada contribuyente aguas arriba. (d) Distancia en planta medida a lo largo del canal entre el *knickpoint* y la desembocadura de su tributario hospedante (intersección con el tronco principal del río Elqui), versus el área drenada contribuyente aguas arriba. En todos los gráficos se incluyen regresiones: en (a) y (b), lineales; y en (c) y (d), leyes de potencia. Números junto a los puntos indican los tributarios/*knickpoints* analizados en la cuenca del río Elqui (**Figura 4.6 a**).

La consistencia geométrica y la amplia distribución de los kp_- a través de la cuenca, respaldan que podrían corresponder a rasgos migratorios más que anclados y, por lo tanto, que su distribución actual es producto de las diferentes tasas de migración horizontal. Aunque con mayor incerteza, también se observa que existe una ley de potencias entre el área drenada contribuyente y la distancia de los kp_- aguas arriba desde el exhutorio referencial (**Figura 4.19 d**), consistente con los modelos de retroceso de *knickpoints* como ondas cinemáticas (**Rosenbloom & Anderson, 1994**). En resumen, las propiedades geométricas de los kp_- seleccionados, al menos en la cuenca del río Elqui, sugiere que pueden ser elementos móviles cuya celeridad horizontal depende del área drenada aguas arriba como predice la **Ecuación 3.11**.

¹⁶En adelante se usa indistintamente el término «inactivo» para referirse al régimen de alzamiento de roca inferido como muy lento o inactivo para el segmento de los Andes de Chile central al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$.

De forma más amplia, al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$ la TF_3 y los kp_- que la caracterizan podrían evidenciar la propagación aguas arriba de una onda de erosión en respuesta un pulso de alzamiento de roca intenso de la CP con respecto a la CC. Este pulso de alzamiento intenso habría decaído en el tiempo permitiendo el desanclado de los kp_+ que se propagaron al interior de la CP desde su posición inicial sobre la TF_2 . La reconstrucción del perfil de río relicto indica que el alzamiento de roca tuvo una magnitud $\geq 1,7$ km a los $\sim 30^\circ\text{S}$ (Figura 4.7 a). Correlacionando estos rasgos topográficos con los episodios más recientes de alzamiento y exhumación descritos para estas latitudes, la generación de la TF_2 y el alzamiento de la CP con respecto a la CC podría remontarse Mioceno Temprano a Medio (22-14 Ma; Aguilar, 2010; Aguilar *et al.*, 2013), consistentes con edades de exhumación coetánea (Lossada *et al.*, 2017; Rodríguez *et al.*, 2018). Particularmente, Lossada *et al.* (2017) sugieren un máximo de 2 km de exhumación neógeno-cuaternaria de la CP a los $\sim 30^\circ\text{S}$, que es similar en magnitud a los $\sim 1,7$ km de alzamiento de roca inferidos a partir de los perfiles de río. Considerando la Ecuación 2.1, la CP a la latitud del río Elqui habría experimentado un alzamiento de superficie de $\sim -0,4$ desde el Mioceno Temprano a Medio.

Por su parte, hacia el sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$, la mayor complejidad de la distribución de los segmentos de río empinados, la gran dispersión de los *knickpoints* y sus escasas relaciones con las transiciones fisiográficas impiden hacer una interpretación directa acerca del estado transitorio del paisaje. A pesar de ello, las importantes diferencias topográficas entre la CC y la CP indican que ambas han experimentado historias de alzamiento de roca sustantivamente diferentes.

Se argumentó que la TF_3 podría corresponder a un onda de erosión transitoria en respuesta a un evento de alzamiento de roca/superficie pasado. Sin embargo, en la sección 4.2.1.1 Límite glacial se indicó que también podría ser el resultado de la erosión glacial (sierra circular glacial). A partir de los datos geomorfológicos extraídos no es posible determinar cuál es la interpretación correcta. No obstante, parece sensato suponer que la TF_3 podría haber surgido debido a la acción conjunta de ambos factores (Figura 4.20). La agudeza del quiebre topográfico que constituye la TF_3 podría corresponder a una respuesta transitoria de origen tectónico propagada aguas arriba y potenciada por la erosión glacial, de forma análoga a la cota ~ 3800 m s.n.m. en los Andes septentrionales bolivianos (Gasparini & Whipple, 2014).

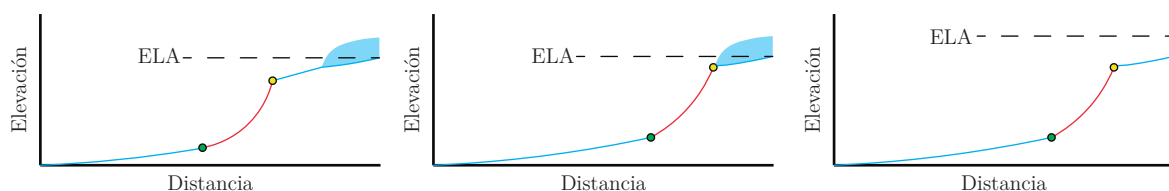


Figura 4.20: odelo esquemático de la influencia glacial sobre la TF_3 . De izquierda a derecha se observa el efecto de los glaciares en las cabeceras, aplanando el perfil longitudinal del río previo, luego sirviendo como tope para la erosión retrógrada y, finalmente, el caso observado actualmente.

4.2.4.1.2 La TF_2 como expresión de una discontinuidad estructural

El Modelo 2 (Figura 4.18 b) otorga un rol clave a una discontinuidad en las tasas de alzamiento de roca, la cual daría origen a las diferencias topográficas entre la CC y la CP mostradas en este trabajo. La TF_2 sería la expresión superficial de un elemento de discontinuidad de

origen tectónico que, por su extensión de gran escala (>600 km), posiblemente involucra gran parte de la corteza continental. La cercanía o coincidencia parcial de la TF₂ con numerosas fallas geológicas de importancia regional permite especular que bajo la TF₂ potencialmente existen numerosas fallas no mapeadas, las cuales habrían tenido un rol preponderante en el alzamiento de roca y superficie de la CP.

La actividad inversa vergente al oeste de fallas cercanas a la TF₂ es usualmente considerada para explicar la construcción de los Andes de Chile central. Al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$, la formación de la «disrupción geomorfológica» de Aguilar *et al.* (2013) o el «frente montañoso» de Rodríguez *et al.* (2018), corresponden a seudónimos de un mismo rasgo geomorfológico generado por la actividad de fallas inversas vergentes al oeste (*e.g.*, fallas Vicuña, Llimpo, Infiernillo). Aunque las edades termocronológicas sugieren que la exhumación ocurrió de manera diacrónica a lo largo de la CP (Spikings *et al.*, 2008; Rodríguez *et al.*, 2018), implicando la activación por separado de diferentes segmentos de fallas que alzaron la CP y permitieron su exhumación por erosión. Es posible que el deslizamiento acumulado en el tiempo haya dado origen a la continua TF₂ descrita en este trabajo.

Como se argumentó previamente, mientras que el evento de alzamiento de roca de la CP generado por las fallas a lo largo de la TF₂ al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$ habría tenido una naturaleza esporádica y pretérita, actualmente su frente tiene una deformación muy lenta o inactiva. Inmediatamente al sur de esta latitud existen evidencias que sustentan la ocurrencia de fallamiento activo a lo largo de la TF₂ y alzamiento de roca en curso de la CP. En la sección 4.1.2.2 **Empinamiento de canal normalizado** se advirtió que algunos ríos exhiben una disminución dramática de sus valores de k_{sn} en coincidencia espacial con la TF₂ (Figura 4.5 d). Un ejemplo excepcional de esta situación tiene lugar a lo largo del perfil longitudinal de los ríos Petorca en donde conviven kp_+ , zonas de alta concavidad (θ) y convexidades de canal, aguas arriba de la TF₂ (Figura 4.21 a y b).

Considerando la discusión previa, donde se descarta la influencia de los factores moduladores de la erosión (*i.e.*, clima, carga de sedimentos y resistencia de roca) en la forma de los perfiles de río, sumado a que el río Petorca se desarrolla sobre unidades litológicas relativamente similares (rocas volcano-detriticas cretácicas y ausencia de rocas intrusivas; ver mapa de Rivano *et al.*, 1993) y que su punto de modificación de k_{sn} no coincide con puntos de tributación que cambien el potencial erosivo, sus anomalías de *thalweg* se interpretan como producto de alzamiento de roca activo. En este sentido, las distintas tendencias y quiebres que establecen los perfiles de los ríos en el espacio χ -elevación demarcan diferentes dominios de alzamiento de roca: U_1 , U_2 y U_3 , con $U_1 < U_2 < U_3$ (Figura 4.21 a y c). Mientras que la transición entre U_2 y U_3 es claramente coincidente con la traza del SFP, el paso entre U_1 y U_2 coincide espacialmente con la TF₂ en donde ninguna falla geológica de importancia ha sido reconocida previamente. A partir de este análisis se da nombre a la Falla Chicolco-Las Minillas (FCLM), estructura geológica inferida que separaría la CC de la CP inmediatamente al norte de la terminación septentrional de la DC. Asociaciones similares entre transiciones fisiográficas, kp_+ , segmentos de alta θ y convexos se han descrito en los Andes (Gasparini & Whipple, 2014) e Himalayas (Wobus *et al.*, 2003, 2005, 2006b; Morell *et al.*, 2015), donde se vinculan con el alzamiento de roca activo del bloque ubicado aguas arriba.

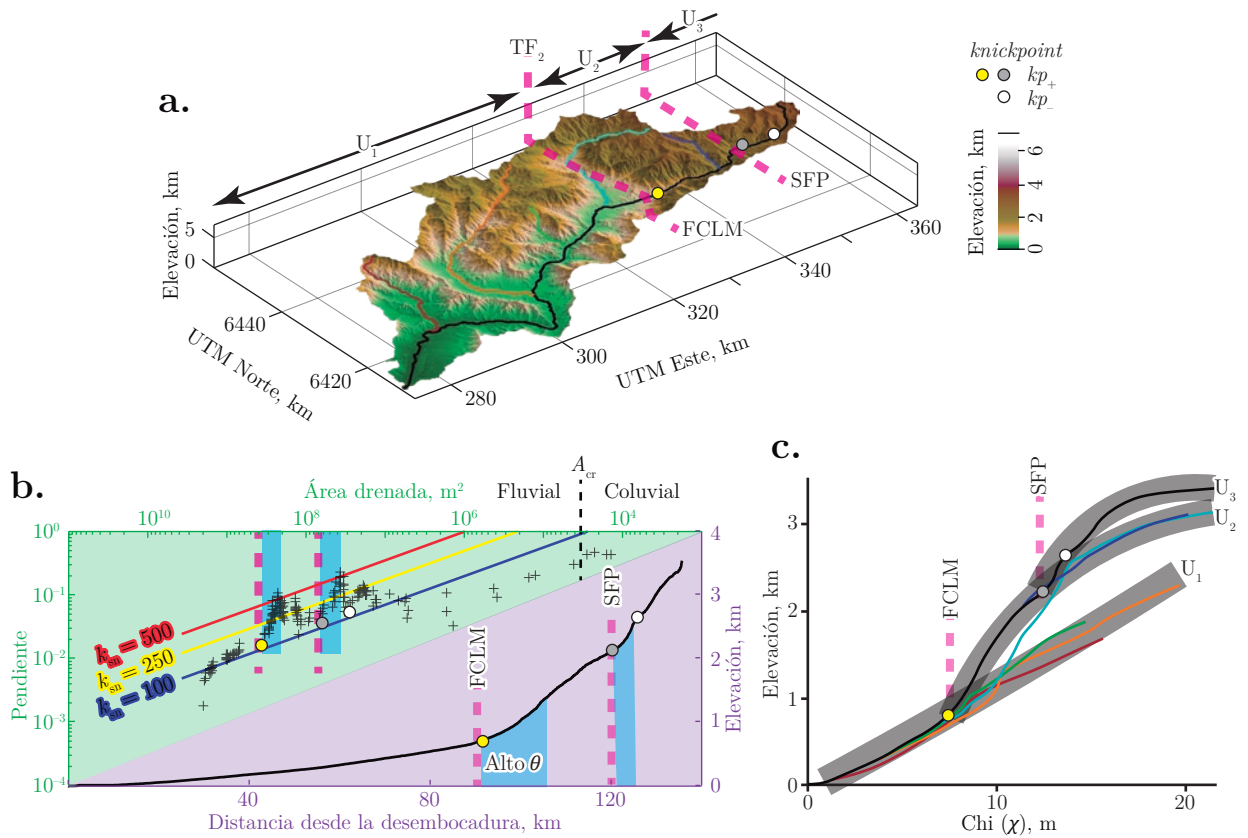


Figura 4.21: Morfometría de la red de drenaje del río Petorca. (a) Vista en perspectiva de la topografía de la cuenca del río petorca. (b) Perfil longitudinal del canal troncal principal (sombreado morado) y la relación logarítmica de la pendiente versus área drenada contribuyente aguas arriba (sombreado verde). (c) Perfiles longitudinales del río Petorca y sus principales tributarios en el espacio χ -elevación. Para referencia, en todas las subfiguras se muestran los kp_+ y kp_- principales y la localización de las trazas de las fallas Chincolco-Las Minillas (FCLM) y el Sistema de Fallas Pocuro (SFP). El quiebre topográfico mayor reflejado en los perfiles longitudinales de los ríos ocurre en la Transición Fisiográfica 2 (TF_2) que separa la CP de la CC, y que en este caso corresponde a la ubicación de la falla inferida FCLM. Coordenada χ calculada con razón $m/n = 0,45$ y $A_0 = 1 \text{ m}^2$.

Al sur de los $\sim 32^\circ 30' S$ existe un mayor debate en torno al rol de las fallas inversas vergentes al oeste localizadas entre la CC y CP. Actualmente, el frente de deformación occidental de la CP en Chile central se localiza en el límite con la DC y está limitado parcialmente por la FSR (Rauld, 2002, 2011; Armijo *et al.*, 2010), FCB (Troncoso, 2014; Medina, 2018), FJ (Machuca, 2017) y FSF. Todas estas fallas se ubican unos ~ 10 - 20 km al este de la posición de la TF_2 . En este contexto, mientras Farías *et al.* (2008b, 2010) han minimizado la importancia de estas fallas en la arquitectura cortical de los Andes de Chile central, Armijo *et al.* (2010) otorgaron un papel clave en la construcción de los Andes. Sin embargo, ambos modelos son incapaces de explicar adecuadamente la proveniencia de minerales pesados contenidos en las formaciones neógenas que registraron la erosión concomitante con el alzamiento Neógeno de los Andes (Rodríguez *et al.*, 2012). Las fallas Los Ángeles-Infiernillo¹⁷ y, posiblemente, su

¹⁷Farías (2007) propone una asociación entre la Zona de Falla Los Ángeles (ZFLA; *sensu* Carter & Aguirre, 1965) y la Falla Infiernillo (Aguirre, 1960), asignándoles a ambas el atributo de fallas invertidas de últimos movimientos inversos vergentes al oeste a partir de la recharacterización realizada por Fock (2005) solo para la última. Así, la traza indicada para la ZFLA en las figuras de Farías (2007) y Farías *et al.* (2010), y el

prolongaciones hacia el norte y sur habrían tenido un rol crítico en el alzamiento de la CP (Rodríguez *et al.*, 2012). Esta idea es consistente con que la TF₂ a estas altitudes también refleja una discontinuidad estructural de la corteza, principalmente inactiva y que actualmente se encuentra mayormente erosionada o cubierta por los depósitos superficiales que rellenan la DC.

La coincidencia aproximada entre la TF₂ y la posición de numerosas fallas geológicas discontinuas, de rumbo general NS e historias evolutivas complejas, parece respaldar la hipótesis de que un sistema de fallas de gran escala biseca longitudinalmente los Andes de Chile central. Recientemente, varios autores han especulado que el *west-vergent thrust system* (WTS; Muñoz & Charrier, 1996) o *west andean thrust* (WAT; Armijo *et al.*, 2010) descrito ampliamente en el norte de Chile, podría prolongarse hacia el sur hasta la latitud de Santiago (Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014; Riesner *et al.*, 2017, 2018a; Medina, 2018). La existencia del WAT en Chile central se sostiene en las observaciones específicas de la FSR, FCB, la vergencia oeste de los plegamientos en las unidades cenozoicas de la CP y las edades exhumación de la CF entre los $\sim 33^\circ\text{S}$ y $\sim 34^\circ\text{S}$ (Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014; Riesner *et al.*, 2017, 2018a,b; Medina, 2018). Aunque las fallas activas (FSR y FCB) se localizan $\sim 10\text{-}20$ km al este de la posición de la TF₂, el rol de esta transición en el Modelo 2 y las diversas evidencias geomorfológicas de gran escala mostradas sugieren que la prolongación austral del WAT, a través de los Andes de Chile central, más que una especulación es una realidad. A primera vista, la existencia y formación de la TF₂ puede ser explicada por una arquitectura cortical orgénica de tipo vergente al oeste (Armijo *et al.*, 2010) y por una vergente al este con un retrocorrimiento (Farías *et al.*, 2010). Dada la relevancia que el modelo vergente al oeste (según Armijo *et al.*, 2010) otorga a la discontinuidad estructural localizada a lo largo de la TF₂, se especula que la «subducción» de la CC bajo la CP tendría un rol preponderante en el alzamiento de esta última, y podría ser capaz de explicar las dramáticas y persistentes diferencias de k_{sn} en los Andes de Chile central (interpretado como el reflejo de los patrones de distribución espacial del alzamiento de roca).

Más al sur de los $\sim 36^\circ\text{S}$, Melnick *et al.* (2003) y, recientemente, Sepúlveda *et al.* (2018) reportan evidencias de fallamiento Cuaternario de tipo inverso vergente al oeste en el borde occidental de la CP. De esta manera, van reportándose evidencias que comienzan a respaldar las tempranas especulaciones realizadas por Carter & Aguirre (1965) relativas a que, bisecando la vertiente chilena de los Andes, podía existir un sistema de falla de carácter cortical de los más extensos del planeta, denominado ahora como el WAT (para más detalle ver Anexo A).

sentido del nombre tomado por Rodríguez *et al.* (2012), no es precisa. La ZFLA definida y descrita por Carter & Aguirre (1965), profundamente estudiada por Viteri (1970) y también mapeada en las Hojas Quillota y Portillo (Rivano *et al.*, 1993), se localiza principalmente a lo largo del estero Los Ángeles y Cerro Negro, a través del cordón montañoso ubicado al oeste del valle del río Putaendo. Es probable que Farías (2007) y, posteriormente, diversos autores hayan intentado referirse a la prolongación hacia el norte de la TF₂ (Figura 4.2), que no coincide espacialmente con la ubicación de la ZFLA ni con fallas de importancia regional reconocidas previamente. Solo recientemente, se han descrito fallas inversas vergente al oeste en la localidad de Las Minillas (Arias-Aránquiz *et al.*, 2018; Arias-Aránquiz, 2019) en relativa coincidencia con la TF₂. Dada la naturaleza tectónica discutida para la TF₂, y en particular la presunta actividad reciente detectada en los ríos Petorca y La Ligua, se propone la denominación de «Falla Chicolco-Las Minillas» (FCLM) para el segmento ampliamente inferido entre dichas localidades.

4.2.4.2. Alzamiento de roca activo

En la discusión previa se argumentó que las respuestas transitorias de origen tectónico y los factores erosivos controlan solo parcialmente la topografía a gran escala de los Andes de Chile central. Mientras que la TF₂ y TF₃ al norte de los ~32°S son bien relacionadas con estos factores, hacia el sur no es posible establecer un vínculo claro entre las variables. Es más, al sur de los ~32°S suceden una serie de singularidades que no parecen vincularse causalmente con factores erosivos ni tectónicos pasados. A continuación se argumenta que gran parte de las dramáticas variaciones topográficas observadas al sur de los ~32°S son causadas por el alzamiento de roca activo.

La tectónica activa al sur de los ~32°S se expresa a mediante diversas evidencias a diferentes escalas espaciales. A escala local se reconocen fallas, escarpes de falla, diferentes rasgos geomorfológicos de origen tectónico y depósitos superficiales. A gran escala el paisaje muestra cambios dramáticos que reflejan variaciones en las tasas de alzamiento de roca.

4.2.4.2.1 Tectónica activa a escala de los Andes de Chile central

La [Figura 4.22](#) esquematiza la distribución espacial del alzamiento de roca activo inferido a partir del análisis geomorfológico efectuado. A gran escala, uno de los cambios topográficos más abruptos descritos a lo largo de los Andes de Chile central es el incremento de los valores máximos y promedios de elevación, pendiente y relieve local a los ~32°S y que expresan sus máximos en torno de los ~33°S ([Figura 4.2](#); [Figura 4.14](#)). En la sección [4.2.1.2 Precipitación](#) se discutió que, en particular, la anomalía de elevación no parece estar ligada con incisión heterogénea, entonces se interpreta como el reflejo de un aumento en las tasas del alzamiento de roca activo en la CC y CP entre los ~32°30'S y 34°30'S. A pesar de que ambas unidades morfoestructurales parecen estar experimentando alzamiento de roca activo, la persistencia de las diferencias topográficas mutuas indica que la CP se alzaría sustancialmente más rápido que la CC ([Figura 4.22 a](#)).

Aunque los datos de alzamiento de superficie activo en los Andes de Chile central, y en particular de la CP, son escasos, existen algunas estimaciones que indican que U_{s3} ([Figura 4.22 a](#)) cae dentro del rango entre 0,1-0,5 mm/a ([Rauld, 2009](#); [Armijo *et al.*, 2010](#); [Vargas & Rebolledo, 2015](#)). Para la FSR, existen estimaciones de tasas de alzamiento de superficie de: (1) 0,1-0,16 mm/a en los últimos 450 ka ([Rauld, 2009](#); [Armijo *et al.*, 2010](#)); (1) 0,3-0,5 mm/a en los últimos 80 ka ([Vargas & Rebolledo, 2015](#)); y (3), considerando que el escarpe analizado por [Vargas *et al.* \(2014\)](#) disloca la superficie en ~3-5 m y el hecho que se generó en los últimos ~19 ka, se estima una tasa de ~0,16-0,26 mm/a. Por otro lado, a partir de una datación de U-Pb en zircones detríticos del techo de la unidad Qvof₂, en el Puerto Terrestre al este de Los Andes, entrega una edad máxima de ~0,9 Ma (L. Pinto, comunicación personal). A partir de ello, y considerando un control tectónico (caída del nivel base) en la generación de las unidades aterrazadas (Qvof), se estima una tasa de alzamiento de superficie mínima de ~0,11 mm/a por acción de la FCB.

Finalmente, la aparición de la TF₄ al sur de los ~32°30'S y la zona ubicada al este se interpretan como el resultado de la interacción entre alzamiento de roca activo y erosión glacial intensa. Se ha observado que los paisajes glaciales que experimentan alzamiento de roca activo muestran el desarrollo de imponentes laderas y cabeceras de los valles glaciales

(Brocklehurst & Whipple, 2007). Al respecto, Hoke *et al.* (2015) analizaron este aspecto del paisaje sugiriendo que el alzamiento de roca de la CP es un proceso activo al sur del segmento Pampeano. Así, se infiere que la parte central y oriental de la CP en los Andes de Chile central al sur de $\sim 32^{\circ}30'S$ experimentaría la mayor tasa de alzamiento de roca activo de los Andes de Chile central (Figura 4.22 a). Mientras que la región occidental de la CP se alzaría más lento, facilitando parcialmente el efecto aplanador de la sierra circular glacial, tal como ocurre de forma generalizada al norte de los $\sim 32^{\circ}S$.

Es interesante que la TF_4 no coincide con ningún sistema de fallas de escala regional (*e.g.*, el Sistema de Fallas El Diablo-El Fierro; Figura 4.22 a). No obstante, las edades de exhumación por trazas de fisión apatito (AFT) se adecuan de forma consistente con los diferentes dominios de alzamiento (in)activo de los Andes de Chile central (Figura 4.22 a). En particular, las edades AFT <5 Ma solo se ubican al este de la TF_4 (Figura 4.22 a), indicando una mayor exhumación del núcleo de la CP, no así de la zona externa ubicada al oeste.

Reconsiderando el perfil de densidad de elevación de los Andes de Chile central (Figura 4.22 b) se observa que, adicionalmente a la pérdida de definición del MHg ($\sim 32^{\circ}30'-34^{\circ}30'S$), de norte a sur existe un abrupto y repentino desplazamiento hacia arriba de este máximo (flechas rojas en Figura 4.22 b). Mientras que al norte de los $\sim 32^{\circ}S$ el MHg se ubica inmediatamente debajo de pELA, hacia el sur este máximo, cuando existe, se posiciona sobre la pELA y, en algunos casos, muy cerca de la ELAm. Esta anomalía topográfica es coincidente espacialmente y consistente conceptualmente con el segmento de mayor alzamiento de roca inferido de la CP, en donde los glaciares de circo (protagonistas de la sierra circular glacial; Foster *et al.*, 2008; Egholm *et al.*, 2009) deben trabajar en contra de rocas en alzamiento activo.

La transición entre los segmentos tectónicamente inactivo y activo (Figura 4.22 c), ubicados al norte y sur de los $\sim 32^{\circ}30'S$, respectivamente, se refleja en el desplazamiento hacia arriba del MHg que ocasiona un quiebre en el descenso paulatino de la ELAtQ en los Andes de Chile central (para más claridad, ver Figura 4.9 b). Así, la tendencia a gran escala la ELAtQ y su relación con las ELAs parece entregar pistas acerca del estadio de alzamiento de roca en un orógeno lo suficientemente alto para el desarrollo de glaciares.

Otra singularidad interesante que tiene lugar en el entorno de los $\sim 32^{\circ}S$ es la migración opuesta de divisorias de agua (Figura 4.22 c). Dada la no correlación con factores erosionales, el desequilibrio topológico y geométrico de las redes de drenaje, expresado en el parámetro χ , se especula la posibilidad que sea producto del gradiente de alzamiento entre un contexto inactivo a otro activo (Figura 4.22 c y d). Aunque los desequilibrios de χ a lo largo de divisorias de aguas suceden en contextos tectónicamente activos e inactivos (Willett *et al.*, 2014), los modelos numéricos muestran que los cambios en las tasas de alzamiento de roca pueden ser capaces de generar desorganizaciones en las redes de drenaje (Yang *et al.*, 2015). Se formula la hipótesis que las cuencas del Choapa y Aconcagua pudieron entrar en desequilibrio con las cuencas del Limarí y Maipo, respectivamente, producto de la pérdida de área generada por la individualización de las cuencas de los ríos Petorca y La Ligua, últimamente impulsada por el gradiente de alzamiento de roca al norte y sur de los $\sim 32^{\circ}S$ (Figura 4.22 a).

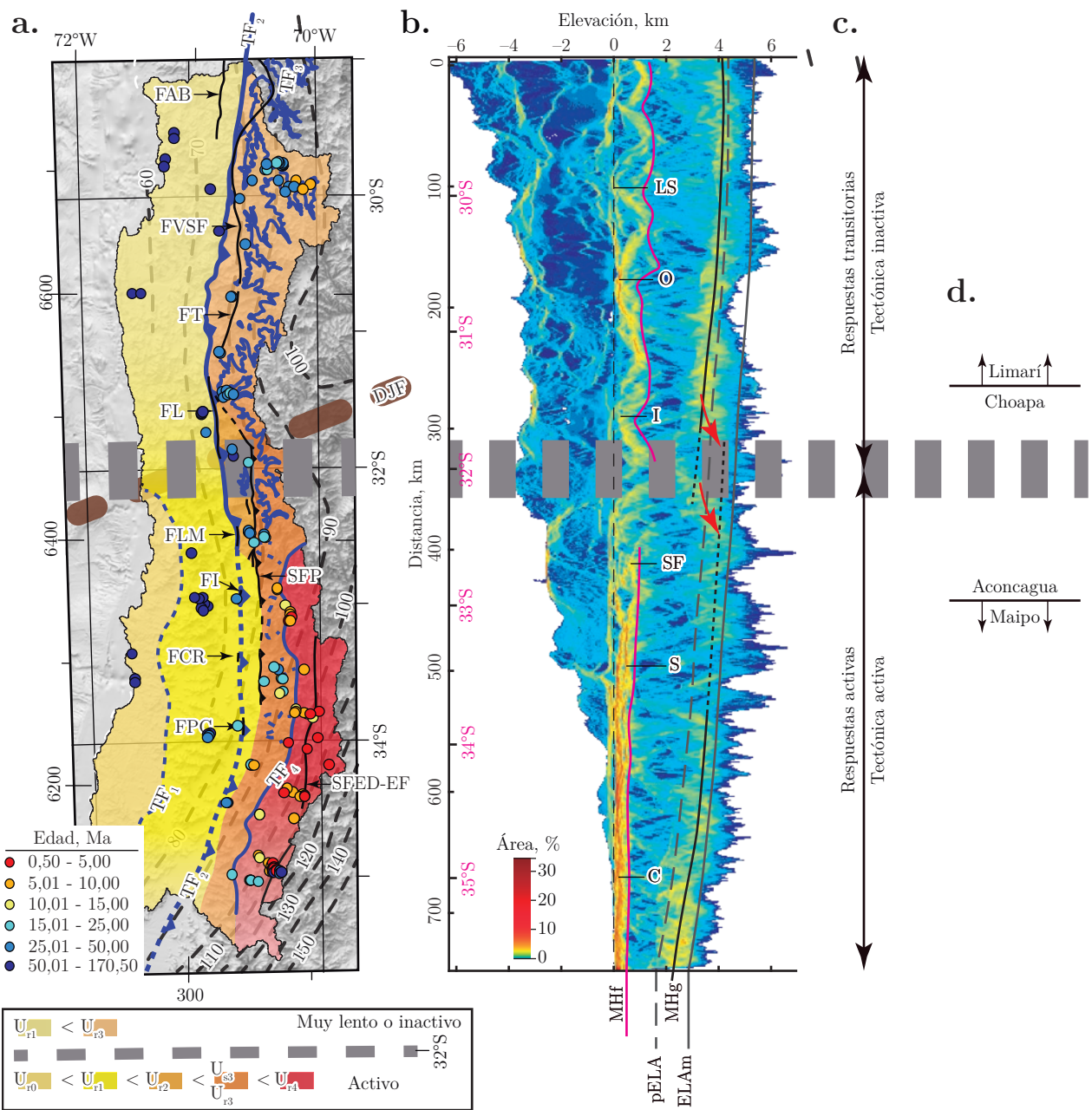


Figura 4.22: Representación esquemática de la distribución de alzamiento de roca en los Andes de Chile central e implicancias topográficas en el dominio glacial. (a) Distribución del alzamiento de roca activo e inactivo en los Andes de Chile central y su relación con las transiciones fisiográficas y fallas. (b) Perfil de franja de distribución de densidad de elevación cada 1 km a lo largo de los Andes de Chile central. (c) Segmentación tectónica latitudinal inferida en los Andes de Chile central. (d) Representación esquemática de la dirección de migración de divisorias de aguas detectadas mediante el análisis del parámetro χ . En (a), $U_3 \approx 0,1$ mm/a (ver texto), se superponen las edades de AFT dado que presentan la mayor cobertura en los Andes de Chile central (Fuentes en [Figura 4.15](#) y en la [Tabla F.2](#)) y algunas fallas (Fuentes: [Carter & Aguirre, 1965](#); [Thiele, 1980](#); [Rivano & Sepúlveda, 1986, 1991](#); [Moscoso, 1977](#); [Moscoso & Mpodozis, 1988](#); [Rivano *et al.*, 1993](#); [Sellés, 1999](#); [Sellés & Gana, 2001](#); [Rauld, 2002](#); [Fock, 2005](#); [Arias-Aránquiz *et al.*, 2018](#); [Arias-Aránquiz, 2019](#)) cercanas a TF₂ y TF₃, y las isóbatas de la zona de Wadati-Benioff de la placa Nazca en subducción y la posición de la DJF ([Alvarado *et al.*, 2007](#)). En (b) ELAm: ELA-moderna [Brenning, 2005](#), pELA: paleo-ELA (1 km debajo de la ELAm a los ~29°S de acuerdo con [Kull *et al.*, 2002](#); [Zech *et al.*, 2006](#); [Lohse *et al.*, 2009](#)), MHg: máximo hipsométrico glacial, LS: La Serena, O: Ovalle, I: Illapel, SF: San Felipe, S: Santiago, C: Curicó. Línea gris horizontal segmentada indica la región de transición tectónica a los ~32°S.

Capítulo 5

Geomorfología tectónica del Cuadrángulo Putaendo (32°-33°S)

En este capítulo se presentan los resultados del análisis geomorfológico cualitativo y semicuantitativo en el borde occidental de la CP (32°-33°S), en adelante el «Cuadrángulo Putaendo», y una breve discusión de sus mayores implicancias. Basados en el estudio de imágenes satelitales, modelos de elevación digitales y reconocimientos de terreno se caracterizaron los depósitos superficiales cuaternarios y las fallas geológicas que perturban o controlan su aparición. Combinado la información geológica del (1) sustrato rocoso (Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996; Jara, 2013; Boyce, 2015; Machuca, 2017), (2) estructuras (Viteri, 1970; Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996; Campbell, 2005; Jara, 2013; Troncoso, 2014; Boyce, 2015; Machuca, 2017; Medina, 2018; Pérez, 2018; Arias-Aránguiz, 2019) y de depósitos superficiales (Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996; Antinao & Gosse, 2009) con la información resultante de este análisis, se confeccionó un mapa escala 1:100 000 del Cuadrángulo Putaendo (ver [Anexo F](#))

5.1. Resultados

5.1.1. Depósitos superficiales cuaternarios

Se cartografiaron seis tipos de depósitos superficiales cuaternarios que cubren una superficie de $\sim 1232,1 \text{ km}^2$ ([Tabla 5.1](#); [Anexo G](#)). Además de los seis tipos de depósitos cartografiados, en el área de estudio existen depósitos coluviales de los tipos coluvio y talus¹⁸ que no fueron mapeados producto de su pequeña escala, poca potencia y enorme abundancia. En general, las acumulaciones de materiales coluviales fueron asignadas a las unidades de sustrato rocoso y, por lo tanto, no están consideradas como parte de los depósitos superficiales.

¹⁸Fragmentos de roca de cualquier tamaño o forma (usualmente grueso y anguloso) derivados de y acumulados en la base de un acantilado o una pendiente rocosa muy empinada. Además, la pendiente hacia afuera y el montón o masa acumulada de tales rocas fragmentadas, considerada como una unidad, y formada principalmente por la caída, rodado, o deslizamiento gravitacional (Bates & Jackson, 1987).

Tabla 5.1: Clasificación, cronología, codificación y superficie ocupada por las diferentes unidades geológicas de depósitos superficiales cuaternarios reconocidos en el Cuadrángulo Putaendo ([Anexo G](#)).

| Depósito | Tipo | Cronología | Código | Área, km ² |
|----------------------|--------------------|-------------|---|-----------------------|
| Aluvial | Lavado | Actual | Qw | 56,9 |
| | | Joven | Qyw | 22 |
| | Abanico | Actual | Qf | 101,2 |
| | | Joven | Qyf | 684,1 |
| | | Antiguo | Qof (Qof ₂ , Qof ₁) | 38,3 |
| Colapso de ladera | Megadeslizamiento | Muy antiguo | Qvof (Qvof ₂ , Qvof ₁) | 34,6 |
| | | Actual | Qls | 4,1 |
| | | Joven | Qyls | 36,3 |
| | | Antiguo | Qols | 154,5 |
| | | Muy antiguo | Qvols | 40,3 |
| Glacial | Glacial | Actual | Qg | 8,3 |
| | | Joven | Qyg | 42,1 |
| | | Antiguo | Qog | 3,3 |
| Depocentro no marino | Lacustre | Actual | Ql | 1 |
| | | Joven | Qyl | 1,2 |
| Antropogénico | Relleno Artificial | Actual | Qaf | 3,9 |

5.1.1.1. Depósitos aluviales

Los depósitos aluviales reconocidos en el área de estudio corresponden a depósitos de lavado aluvial y de abanico aluvial localizados en el fondo de los valles de ríos, esteros y quebradas (Figura 5.1). En general, los depósitos aluviales están compuestos por materiales superficiales no consolidados a ligeramente consolidados, mal seleccionados (arcilla a bolón), estratiformes, resultantes de procesos de erosión y deposición de sedimentos por acción del flujo de agua. Los materiales aluviales poseen composición polimíctica y sus acumulaciones presentan diversas texturas y variaciones laterales. En general, los parámetros texturales de esfericidad y redondeamiento son bajos hacia zonas proximales dominadas por quebradas, y altos hacia zonas distales dominadas por esteros y ríos. Los depósitos aluviales cubren una superficie de $\sim 937,2 \text{ km}^2$ que equivale al $\sim 76,1 \%$ del total de los depósitos superficiales mapeados en el área de estudio (Tabla 5.1; Anexo G).

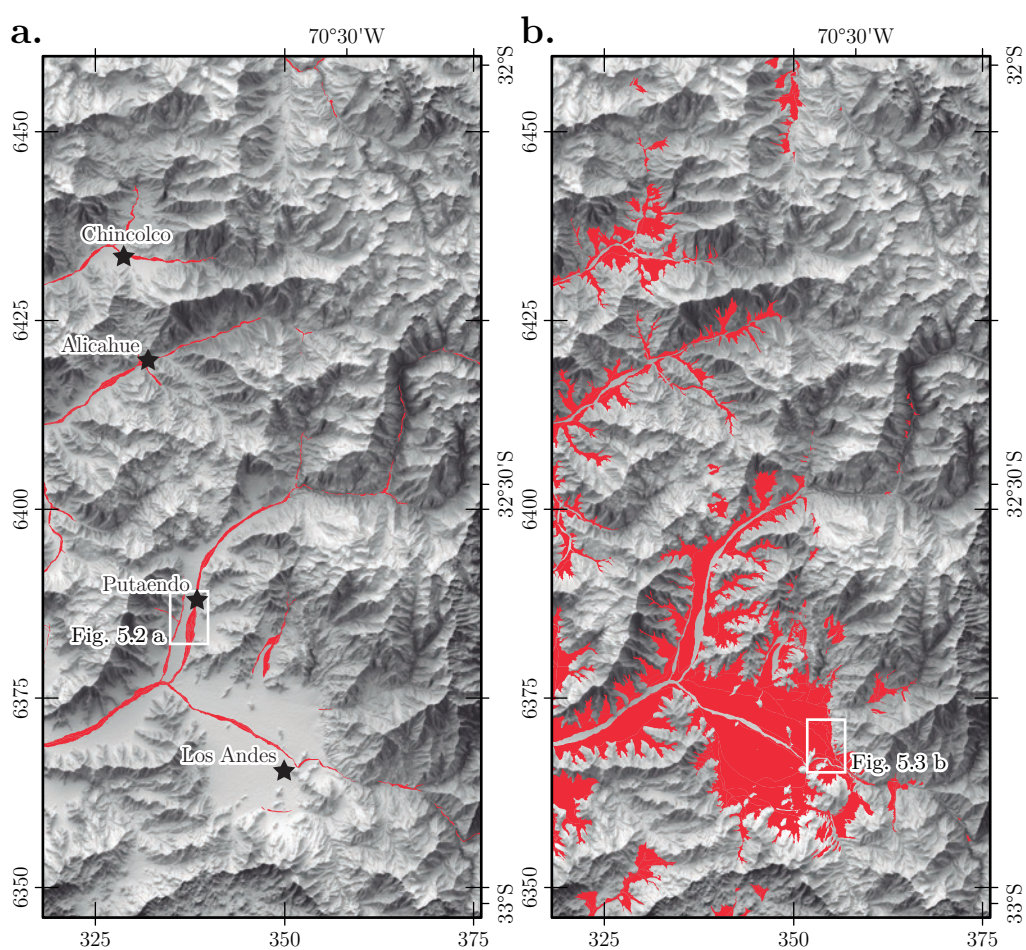


Figura 5.1: Mapas de distribución espacial de los depósitos superficiales de tipo aluvial (áreas rojas) sobre relieve sombreado del área de estudio. (a) Localización de los depósitos de lavado aluvial. (b) Ubicación de los depósitos de abanico aluvial. Base topográfica: modelo de elevación digital ALOS-PALSAR de 12,5 m/px.

5.1.1.1.1 Depósitos de lavado aluvial

Los depósitos de lavado aluvial reconocidos en el área de estudio se localizan en los lechos y riveras de los cursos de agua esporádicos y perennes (Figura 5.1 a; Figura 5.2 a). Cubren áreas usualmente alargadas en donde se reconocen escarpes de erosión y depósitos con morfología de barra dejados por inundaciones (Figura 5.1 b). Como depósitos constituyen acumulaciones estratiformes de ripios de bolones clastosoportados de matriz gravosa y arenosa de color gris a marrón claro (Figura 5.2 a y b). Estos depósitos están constituidos por clastos de composición polimíctica y gran diversidad granulométrica. Aunque mayoritariamente se trata de sedimentos tamaño arena, grava y bolón, es posible observar granulometrías más finas como el limo y arcillas.

Los depósitos de lavado aluvial cubren una superficie de $\sim 78,9 \text{ km}^2$ que equivale al $\sim 6,4 \%$ del total de los depósitos superficiales del Cuadrángulo Putaendo y un $\sim 8,4 \%$ de los depósitos aluviales (Tabla 5.1; Anexo G). Se subdividen cronológicamente en depósitos de lavado aluvial actual (Q_w) y joven (Q_{yw}).

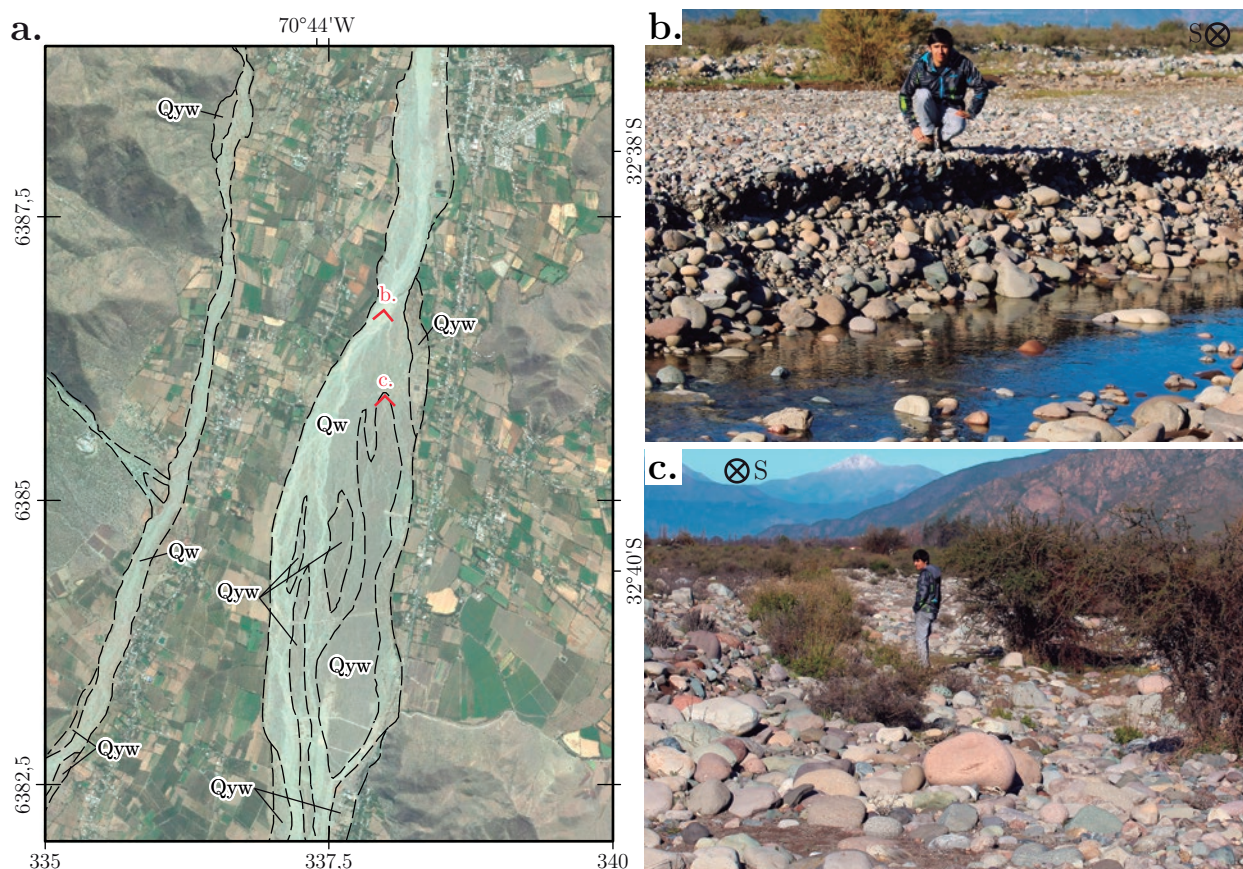


Figura 5.2: Extracto de mapa geomorfológico (para localización ver Figura 5.1 a) y fotografías de los depósitos superficiales de lavado aluvial. (a) Distribución y relaciones de contacto entre Q_w y Q_{yw} . (b) Fotografía de Q_w en la que se observan sus depósitos recientemente acumulados y erosionados. (c) Fotografía de Q_{yw} en la que se observan sus depósitos, escarpes erosionales suavizados, parches de suelo y vegetación arbustiva. En (a), imagen satelital WorldView-3 provista por Bing.

- **Depósitos de lavado aluvial actual (Q_w):** conforman el lecho en donde fluyen los cursos de agua actuales esporádicos y perennes. Poseen una superficie muy irregular

donde se distinguen escarpes de erosión frescos dejados por las últimas inundaciones y, de ser el caso, se reconoce el curso de agua que le da origen (Figura 5.2 b). En algunos sectores del área de estudio se observa que estos depósitos han sido fuertemente perturbados por acción antrópica.

- **Depósitos de lavado aluvial joven (Qyw):** se reconocen como regiones discontinuas y ligeramente disectadas ubicadas contiguas a Qw o bien formando bancos en su interior. Poseen una superficie irregular donde es posible distinguir el paso de antiguas inundaciones, así como el desarrollo de parches discontinuos de suelo producto de sedimentación eólica y meteorización *in situ* de los materiales de lavado (Figura 5.2 c). Generalmente, estas superficies están cubiertas por vegetación arbustiva o arbórea dispersa.

5.1.1.1.2 Depósitos de abanico aluvial

Los depósitos de abanico aluvial reconocidos en el área de estudio están localizados en el fondo de los valles y rinconadas (Figura 5.1 a; Figura 5.3 a). Según la clasificación de abanicos aluviales: abanicos de frente-montañoso, abanicos de unión de tributarios y conos de detritos de laderas empinadas (Al-Farraj & Harvey, 2005), los abanicos aluviales en el Cuadrángulo Putaendo corresponden al tipo unión de tributarios. En general poseen forma de cono que se abre cuando el drenaje abandona las regiones confinadas aguas arriba, tal como se puede observar en los abanicos aluviales intramontanos de los ríos Aconcagua y Putaendo. Gran parte de la superficie de estos depósitos se encuentra ocupada y perturbada por actividad antrópica representada, principalmente, por la agricultura, caminos y ciudades.

Los depósitos de abanico aluvial observados son acumulaciones estratiformes superpuestas de fango y ripio de color marrón y gris, respectivamente (Figura 5.3 b). La fracción basal de rípios posee características equivalentes a lo descrito en la sección anterior para los depósitos de lavado, ya que en última instancia todos los depósitos aluviales deben su origen a la deposición en canales de lavado (ver USGS, 2004, para información más detallada sobre los depósitos aluviales). La fracción superior fangosa corresponde a un horizonte de suelo limo-arcilloso poco profundo (en las cercanías de Putaendo presenta <1 m) desarrollado a partir de los procesos de meteorización *in situ* de la capa basal, en conjunto con la acción antrópica ligada a la agricultura.

Los depósitos de abanico aluvial cubren una superficie de $\sim 858,3 \text{ km}^2$ que equivale al $\sim 69,7 \%$ del total de los depósitos superficiales mapeados en el Cuadrángulo Putaendo y un $\sim 91,6 \%$ de los depósitos aluviales (Tabla 5.1; Anexo G). Se subdividen cronológicamente en depósitos de abanico aluvial actual (Qf), joven (Qyf), antiguo (Qof) y muy antiguo (Qvof). En el borde occidental de la depresión de Los Andes-San Felipe, específicamente entre el estero El Cobre y el río Aconcagua, es posible observar patrones de progradación telescópicos con los depósitos más antiguos hacia el este y los más jóvenes hacia el oeste.

- **Depósitos de abanico aluvial actual (Qf):** constituyen las planicies de inundación actuales en donde los cursos de agua esporádicos y perennes pueden desbordarse y depositar su carga. Se encuentran cubriendo las zonas distales de abanicos aluviales antiguos o ubicados de manera contigua a los depósitos de lavado en los principales valles (Figura 5.3 a). Mientras que su contacto con los depósitos de lavado es claramente observable por la presencia de continuos escarpes erosivos, su contacto con Qyw ha

vido ampliamente inferido a partir de escasos escarpes erosivos que alteran las planicies propiamente aluviales.

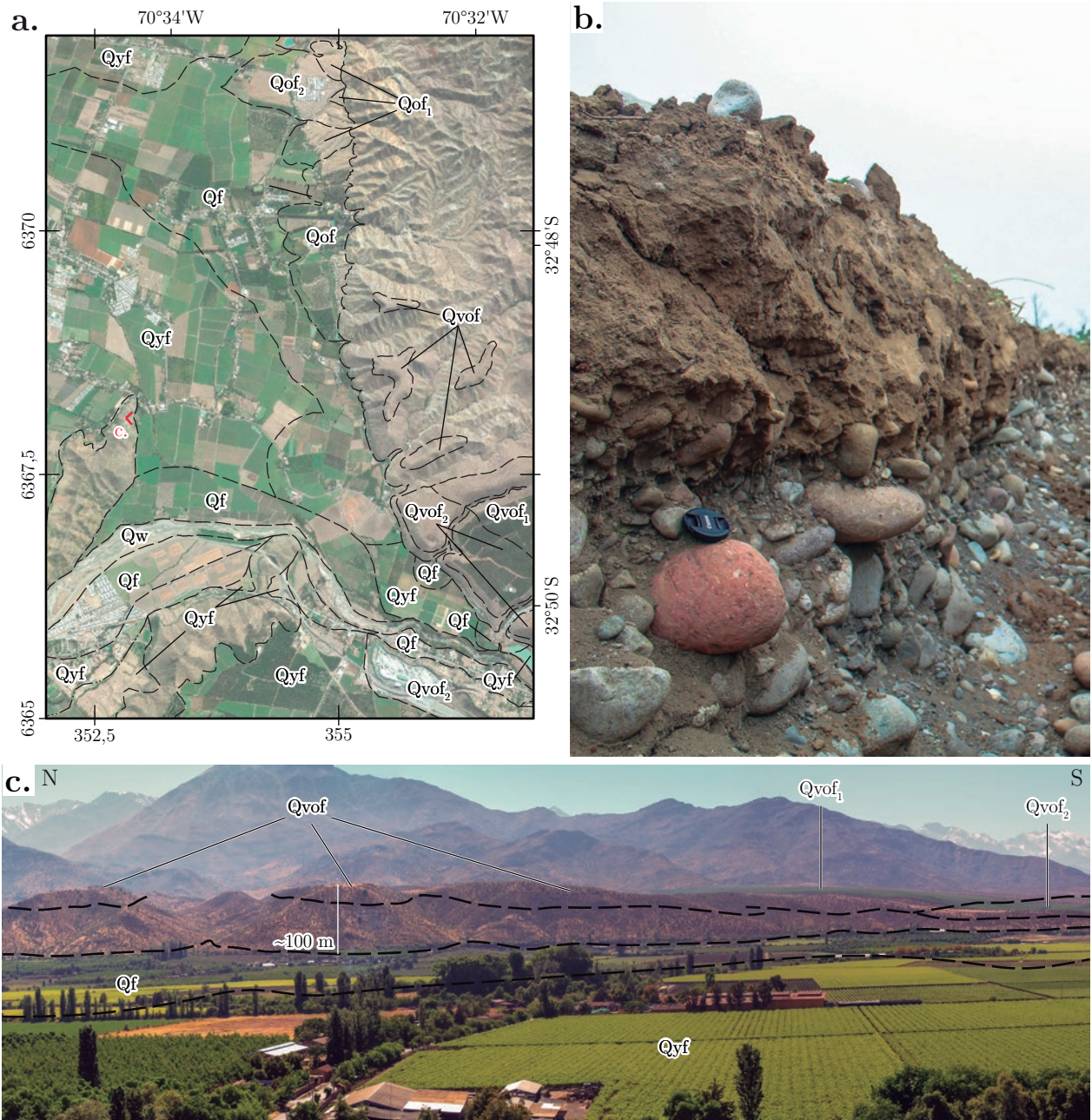


Figura 5.3: Extracto de mapa geomorfológico (para localización ver [Figura 5.1 b](#)) y fotografías de los depósitos de abanico aluvial. (a) Distribución y relaciones de contacto entre Qf, Qyf, Qof (Qof₁ y Qof₂) y Qvof (Qvof₁ y Qvof₂) al oriente de la depresión de Los Andes-San Felipe. (b) Fotografía de calicata en depósito aluvial (Qyf) en la que se observan sus dos capas superficiales características de fango y ripio. (c) Fotografía de Qf, Qyf y Qvof, notar las *strath terraces* de ~70 m de alto recubiertas por ~25 m de depósitos Qvof. Punto de vista de la fotografía (c) se indica en (a). En (a), imagen satelital WorldView-3 provista por Bing.

- **Depósitos de abanico aluvial joven (Qyf):** conforman remanentes de planicies de inundación jóvenes, no disectadas a ligeramente disectadas, que cubren la mayor parte de la superficie de abanicos aluviales reconocidos. Se extienden desde el fondo de los

valles hasta las zonas interiores de las rinconadas, sitio en que se a depósitos de abanico aluvial más antiguos, de otros tipos, o al sustrato rocoso (Figura 5.3 a).

- **Depósitos de abanico aluvial antiguo (Qof):** corresponden a remanentes de planicies de inundación antiguas, moderadamente disectadas, localizados, principalmente, en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe (Figura 5.3 a). En el área de Cariño Botado se reconocen dos niveles de abanicos aluviales antiguos encajados. El más antiguo (Qof₁) corresponde al nivel más alto y sus estratos se encuentran basculados ~35-45° al oeste. El más joven (Qof₂) corresponde al nivel topográficamente más bajo y se encaja al interior de Qof₁. La subdivisión morfoestratigráfica, su interpretación cronológica, así como la descripción estratigráfica de los depósitos y su basculamiento fue previamente estudiado por Troncoso (2014).
- **Depósitos de abanico aluvial muy antiguo (Qvof):** constituyen escasos remanentes de planicies de inundación muy antiguas, bien disectadas, localizadas principalmente en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe entre los esteros San Francisco y Pocuro. Dada las relaciones morfoestratigráficas que definen estos depósitos con el sustrato rocoso permite interpretarlos como remanentes erosionados de pedimentos y *strath terraces*, cuyas superficies se ubican ~80-100 m por sobre la superficie actual del abanico aluvial del río Aconcagua. Estas morfologías, en concordancia con el paisaje montañoso de altura homogénea que les rodea, representan una superficie erosional/depositacional antigua localizada inmediatamente al este de la depresión de Los Andes-San Felipe. Los depósitos Qvof en el cerro La Mesilla presentan potencias ~10-20 m medidas desde los contactos con el sustrato rocoso. Estas potencias son cota inferior si se consideran los espesores >50 m de los depósitos Qvof observados en entorno del río Aconcagua al este del Puerto Terrestre (Figura 5.3 a y c). En el área de salida del río Aconcagua hacia la depresión de Los Andes-San Felipe los depósitos Qvof se han subdividido en Qvof₁ y Qvof₂ producto de un escarpe erosional separando ambas unidades.

5.1.1.2. Depósitos de colapso de ladera

Los depósitos de colapso de ladera presentes en el área de estudio corresponden a depósitos de remociones en masa que incluyen desde pequeños depósitos de caídas de roca hasta colosales (>1 km²) depósitos de avalanchas y deslizamientos de roca. En general, los depósitos de colapso de ladera están compuestos por materiales superficiales no consolidados a moderadamente consolidados, no estratificados, mono y polimícticos, resultantes de procesos de remociones en masa gravitacionales. Por la escala de este trabajo, los depósitos de colapso de ladera considerados son aquellos cuyas áreas superan los ~0,05 km². Estos depósitos de colapso de ladera fueron agrupados bajo el nombre de depósitos de megadeslizamiento.

El mapeo de megadeslizamientos incluyó la revisión, validación y complementación del inventario de grandes remociones en masa de rocas realizado por Antinao & Gosse (2009) para el área analizada (Figura 5.4 a). La mayor resolución de este trabajo permitió, por un lado, delimitar de manera más detallada los depósitos de grandes remociones en masa ya reconocidos, y por otro, evidenciar e identificar nuevos depósitos. Producto de lo anterior se incrementó en ~66,3 km² la superficie mapeada como depósitos de megadeslizamientos en el área de estudio (Figura 5.4 b), pasando de ~168,2 km² (Antinao & Gosse, 2009), a

~235,2 km² en esta investigación.

Adicional a la descripción de la unidad de depósitos de megadeslizamiento, en esta sección se presenta un análisis en detalle de este tipo de depósito en el valle del río Rocín, así como un análisis de su distribución espacial en toda el área de estudio.

5.1.1.2.1 Depósitos de megadeslizamientos

Los depósitos de megadeslizamiento están ubicados sobre las laderas de cordones montañosos o en el fondo de los valles. Generalmente se encuentran agrupados formando *clusters* en la CP, tal como sucede en el valle del río Rocín (Figura 5.4 b). Cubren áreas de formas irregulares, generalmente alargadas en la dirección del movimiento o siguiendo el sentido del valle donde se encuentran confinados. Algunos depósitos de megadeslizamientos generan bloqueos de los sistemas de drenaje dando origen a lagunas por represamiento actualmente activas (Figura 5.5 a y c; ver Anexo H).

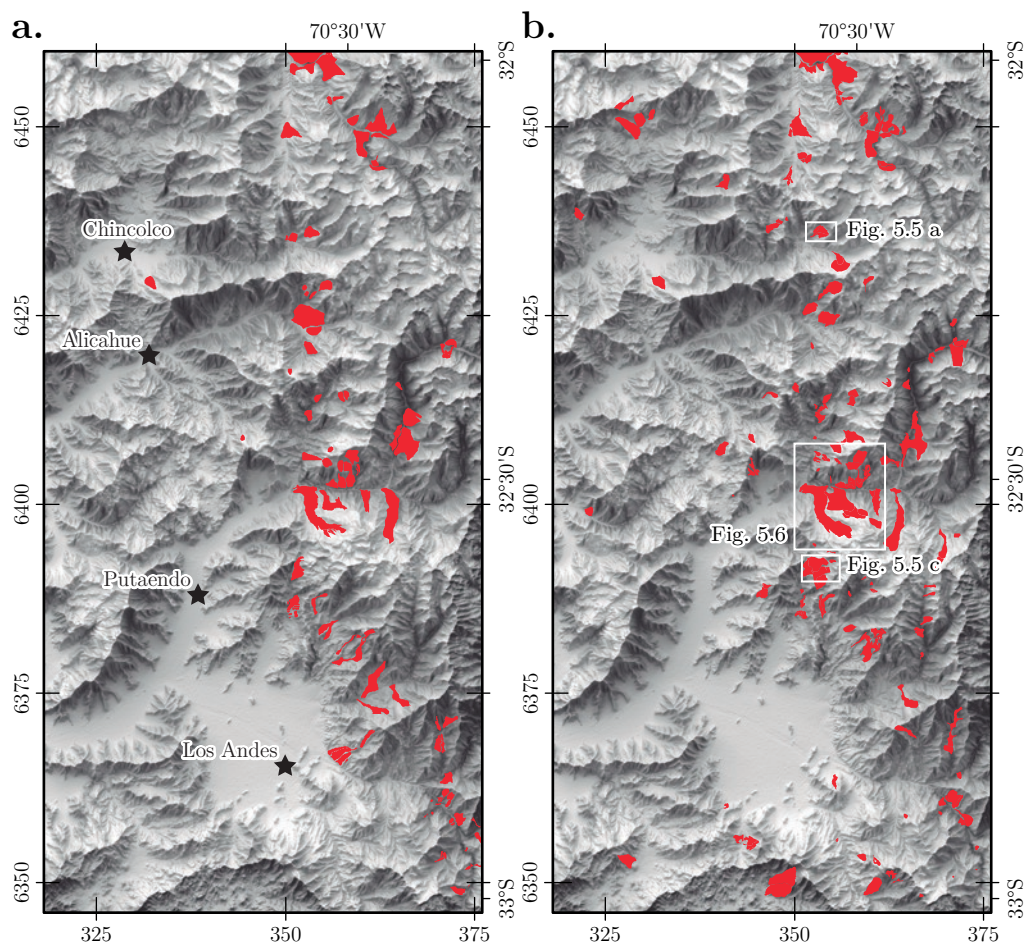


Figura 5.4: Mapas de distribución de los depósitos de megadeslizamiento (áreas rojas) sobre relieve sombreado del área de estudio. (a) Megadeslizamientos inventariados por Antinao & Gosse (2009). (b) Megadeslizamientos reconocidos en este estudio. Base topográfica: modelo de elevación digital ALOS-PALSAR de 12,5 m/px.

Los depósitos de megadeslizamiento observados en el área de estudio corresponden, según su tipo de movimiento, a deslizamientos (*slides*) y flujos (*flows*) de rocas o suelo (Figura 5.5).

Constituyen acumulaciones de escombros no seleccionados de gran diversidad granulométrica (bloque a arcilla), no estratificados a pobremente estratificados, monomícticos y polimícticos (principalmente rocas ígneas extrusivas e intrusivas). En algunos lugares, incluye bloques casi intactos desprendidos del sustrato rocoso de decenas de metros de diámetro.

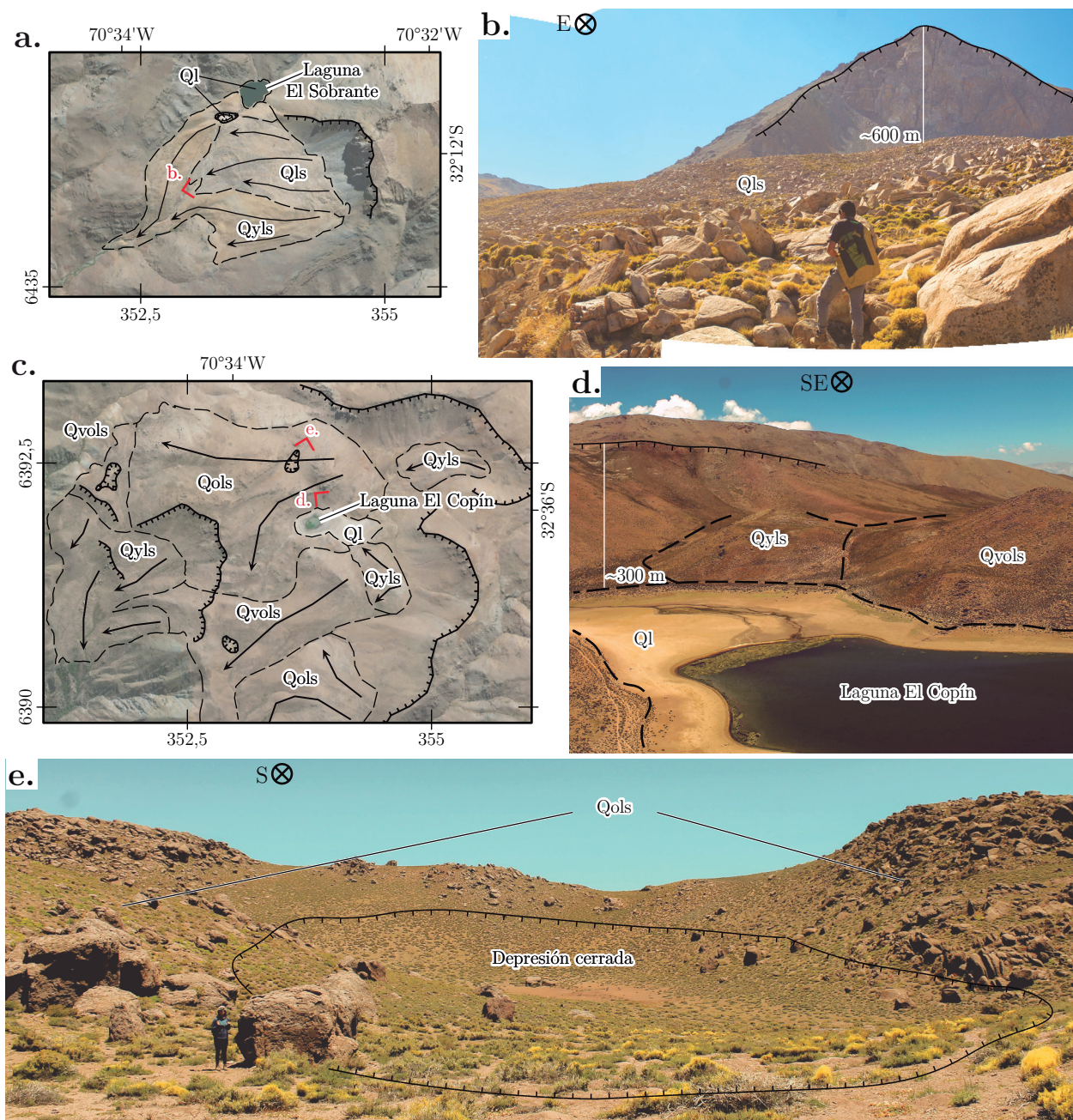


Figura 5.5: Extractos de mapa geomorfológico (para localización ver 5.4 b) y fotografías de los depósitos de megadeslizamientos de roca (puntos de vista de las fotografías se indican en los mapas). (a) Mapa de distribución, morfología y relaciones de contacto entre Qls y Qyls en el área de la Laguna El Sobrante. (b) Fotografía de Qls, del tipo avalancha de roca, en la que se observa la gran fragmentación del material movilizado. (c) Mapa de distribución, morfología y relaciones de contacto entre Qyls, Qols y Qvols en el área de la Laguna El Copín. (d) Fotografía de Qyls y Qvols, del tipo deslizamiento de roca, en la que se observa su morfología voluminosa y afloramientos de rocas del basamento casi intactas. (e) Fotografía de depresión cerrada sobre depósito Qols, notar afloramientos de rocosos fracturados en bloques deslizados de decenas de metros. En (a) y (c), imagen satelital WorldView-3 provista por Bing.

Usualmente los depósitos de megadeslizamiento más jóvenes tienen escarpes identificables, y preservan morfologías y depósitos característicos (Figura 5.5 a y b). Los depósitos de megadeslizamiento más antiguos están profundamente disectados y presentan una topografía redondeada con escasos remanentes de su morfología inicial (Figura 5.5 c, d y e). Los depósitos de megadeslizamiento cubren una superficie de $\sim 235,2$ km² que equivale al $\sim 19,1$ % del total de los depósitos superficiales mapeados en el Cuadrángulo Putaendo (Tabla 5.1; Anexo G). Estos depósitos se han subdividido cronológicamente en depósitos de megadeslizamiento actual (Qls), joven (Qyls), antiguo (Qols) y muy antiguo (Qvols).

- **Depósitos de megadeslizamiento actual (Qls):** corresponden a escasos megadeslizamientos muy recientes, y potencialmente activos, generados en el área de estudio. Aunque en general son reactivaciones laterales de depósitos de megadeslizamientos preexistentes, existen megadeslizamientos actuales generados directamente del colapso del sustrato rocoso (Figura 5.5 a y b). Estos depósitos pueden presentar topografía *hummocky* y morfologías de *levée* continuas y bien preservadas, drenajes distorsionados, así como escarpes claros sobre la ladera deslizada. Sobre la superficie de estos depósitos es posible observar depresiones cerradas, además de escasa vegetación arbustiva o arbórea.
- **Depósitos de megadeslizamiento joven (Qyls):** corresponden a megadeslizamientos recientes presentes en el área de estudio. Aunque en general se trata de depósitos generados a partir del colapso del sustrato rocoso (Figura 5.5 a, c y d), existen también como reactivaciones de depósitos de megadeslizamientos preexistentes. Estos depósitos se encuentran no disectados a ligeramente disectados, manteniendo bien preservadas ciertas morfologías características. El criterio de interpretación remota basado en el porcentaje de cobertura arbórea o arbustiva ya no puede ser utilizado para diferenciar estos depósitos de los más antiguos, todos están cubiertos por vegetación en un grado similar al resto del paisaje.
- **Depósitos de megadeslizamiento antiguo (Qols):** constituyen abundantes remanentes de megadeslizamientos antiguos en el área de estudio. En general, se trata de depósitos generados por el colapso del sustrato rocoso (Figura 5.5 c y e). Estos depósitos se encuentran moderadamente disectados, preservando de manera parcial ciertas morfologías características.
- **Depósitos de megadeslizamiento muy antiguo (Qvols):** conforman escasos remanentes de megadeslizamientos muy antiguos en el área de estudio. En general, se trata de depósitos generados por el colapso del sustrato rocoso (Figura 5.5 c y d). Estos depósitos se encuentran bien disectados, con morfologías características pobremente preservadas.

5.1.1.2.2 Megadeslizamientos del valle del río Rocín

El río Rocín es el afluente principal del río Putaendo y drena la región nororiental de la cuenca del Aconcagua. Su porción occidental, ubicada inmediatamente al este de la localidad de Los Patos, se extiende por ~ 13 km en dirección este-oeste a través de una cuenca estrecha que constituye una muestra característica del relieve abrupto de la CP (Figura 5.6). En este tramo los depósitos de megadeslizamiento forman un importante *cluster* (Figura 5.4 b).

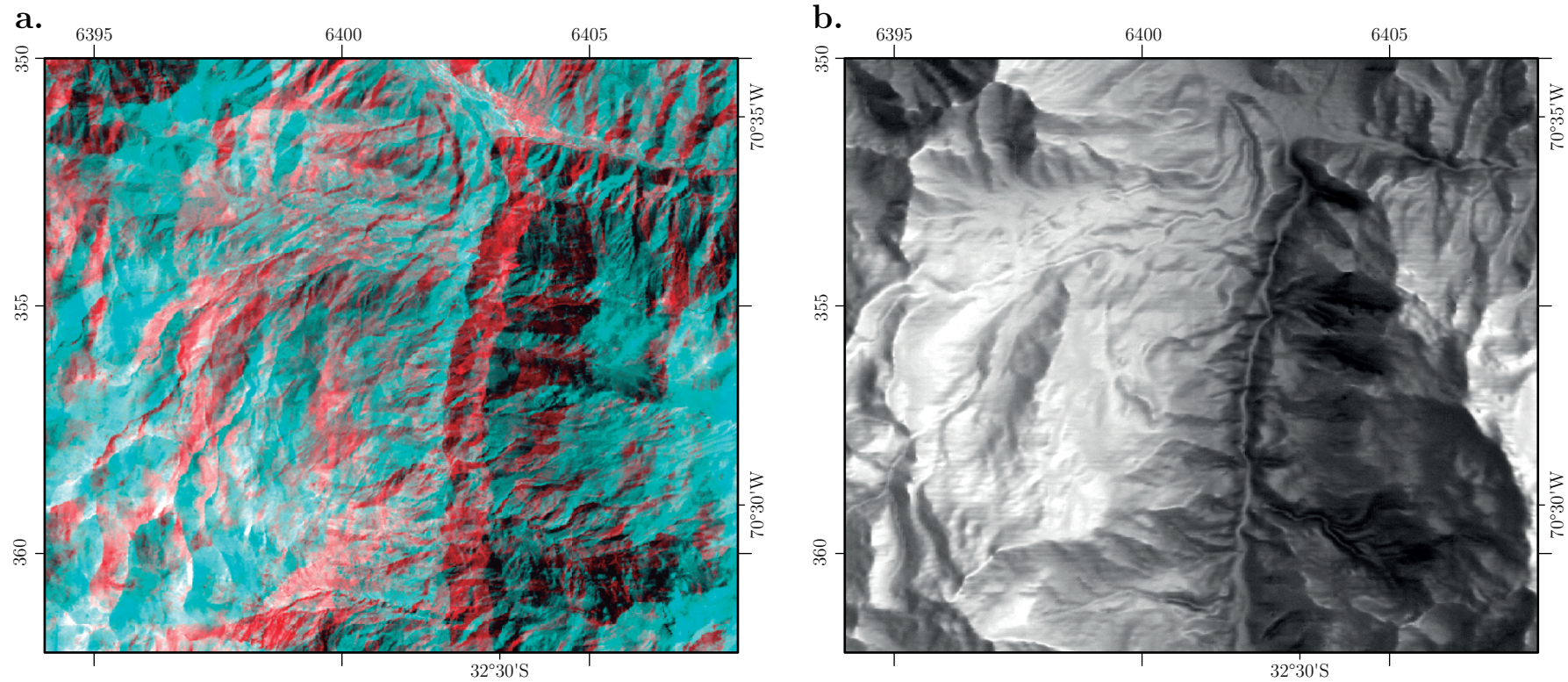


Figura 5.6: (a) Imagen anaglifo. (b) Relieve sombreado del sector occidental del valle del río Rocín (para localización ver [Figura 5.4 b](#)). Notar la topografía elevada, empinada y de alto relieve en torno del río Rocín. El norte de la imagen se encuentra apuntando hacia la izquierda de la página para preservar el efecto 3D. Lentes anaglifo incluidos en versión impresa de esta tesis.

La geomorfología del valle del río Rocín se caracteriza por un alto relieve y pendientes que, en la ladera norte, se expresan como acantilados subverticales de centenas de metros de alto (Figura 5.6). El *thalweg* del río se localiza entre los ~1200-1500 m s.n.m., y se encuentra encajado ~200 m en el sustrato rocoso o depósitos de megadeslizamientos. Por sobre la estrechez en donde se encaja río, las laderas se alzan de forma moderada a fuerte hasta las cumbres más elevadas que pueden superar los 3000 m s.n.m. Amplias regiones de estas laderas se encuentra visiblemente perturbadas por procesos de remociones en masa, destacando el depósito de «Avalancha de roca Los Maquis» (Figura 5.6 y Figura 5.7 a).

Los depósitos de megadeslizamientos presentes en el valle del río Rocín cubren un área de 44,6 km² y fueron clasificados, según su tipo de movimiento, como deslizamientos y flujos a partir de sus características morfológicas y sedimentológicas (Figura 5.7 a).

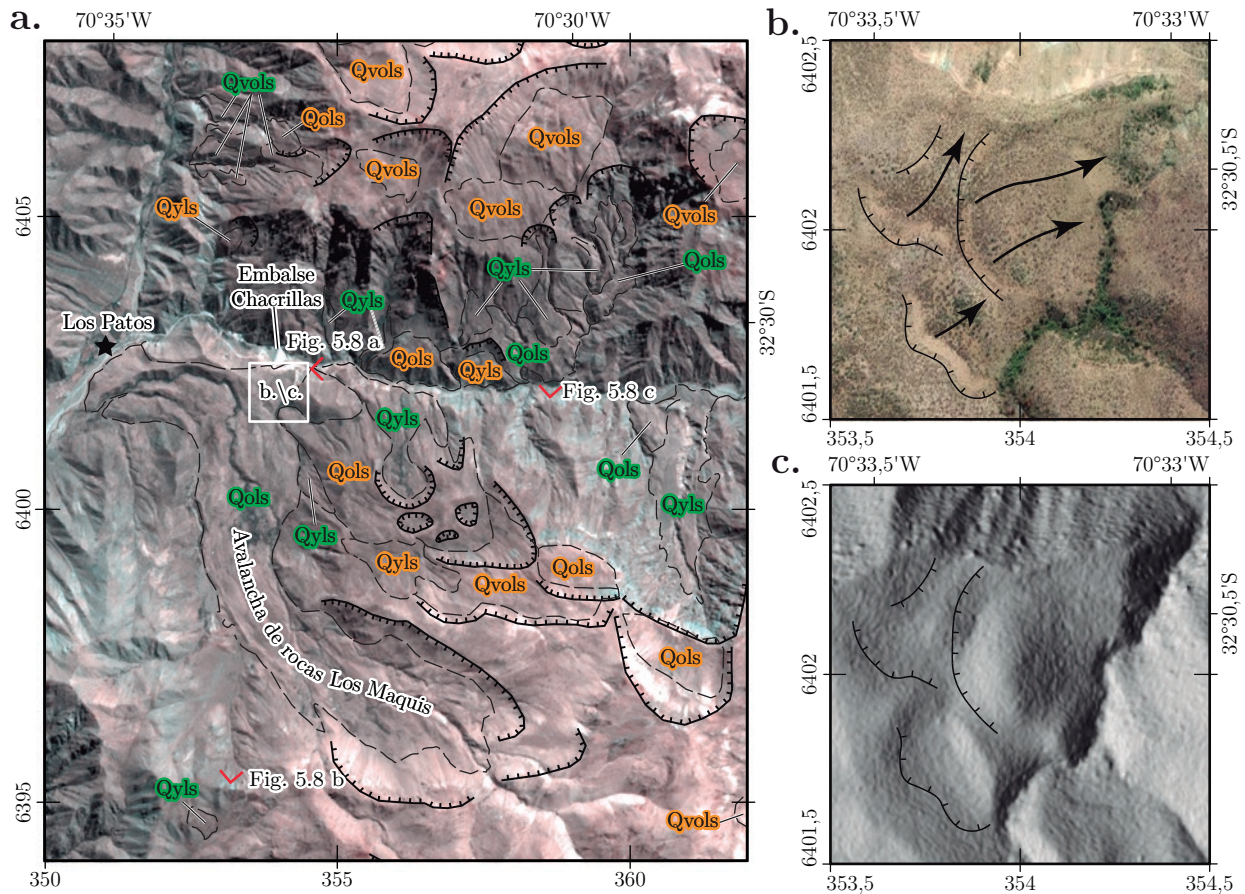


Figura 5.7: Extracto de mapa geomorfológico de megadeslizamientos en el valle del río Rocín. (a) Mapa geomorfológico de depósitos de megadeslizamiento (para localización ver Figura 5.4). (b) Detalle del área al sur del Embalse Chacrillas donde se observan posibles reactivaciones recientes de la zona distal de la «Avalancha de roca Los Maquis». (c) Relieve sombreado del área mostrada en (b). En (a), halos de color naranja y verde en unidades de megadeslizamientos indican movimiento de tipo deslizamiento o flujo, respectivamente. En (b) y (c) se indican escarpes y posibles sentidos de deslizamiento. Imágenes satelitales: (a) ASTER de 30 m/px, y (b) WorldView-3 provista por Bing de 2 m/px. Base topográfica: (c) modelo de elevación digital propio de 4 m/px.

- Depósitos de deslizamientos:** corresponden a depósitos de deslizamiento de detritos o rocas que cubren un área de 18,2 km² que representa el 40,7% de los megadeslizamientos en éste *cluster*. Estos depósitos están ubicados a diversas alturas sobre ambas laderas del valle, en general poseen una forma ancha, una superficie que puede estar inclinada hacia atrás y presentar depresiones cerradas, así como diversos escarpes internos que configuran una morfología escalonada de las laderas afectadas (Figura 5.7 y Figura 5.8 a). En general, los depósitos de deslizamientos observados en las laderas del valle del río Rocín provendrían directamente del sustrato rocoso; sin embargo, en algunos sectores cercanos al fondo del valle se observan deslizamientos que afectan materiales granulares de megadeslizamientos preexistentes. De forma remota se han detectado posibles deslizamientos recientes, potencialmente activos, sobre la ladera inmediatamente al sur del Embalse Chacrillas (Figura 5.7 b y c). Se observan desniveles arqueados y escalonados en modelos de elevación digital de detalle que coinciden con regiones sin vegetación en imágenes satelitales. Estos desniveles corresponderían a los escarpes dejados producto del deslizamiento reciente de materiales distales del megadeslizamiento Los Maquis.



Figura 5.8: Fotografías de los depósitos de megadeslizamientos en el valle del río Rocín (puntos de vista de las fotografías se indican en la Figura 5.7 a). (a) Fotografía de Qyls y Qols, de los tipos deslizamiento y avalancha de rocas, respectivamente. Qols corresponde al megadeslizamiento: «Avalancha de roca Los Maquis» sobre el cual se preservan de manera parcial algunas morfologías de *levée* y *hummock*. (b) Fotografía de Qyls y Qols de los tipos avalancha y deslizamiento de rocas, respectivamente. Se observan las relaciones laterales de corte entre Qyls y Qols, así como el contacto de los depósitos con el sustrato rocoso. Qols exhibe la morfología característica de banco inclinado hacia atrás. (c) Fotografía de depósitos de avalancha de rocas en el que se observa bloques angulosos, que ocasionalmente alcanzan dimensiones métricas, inmersos en una matriz tamaño arcilla y limo.

- **Depósitos de flujo:** corresponden a depósitos de avalancha de detritos o rocas que cubren un área de 59,3 km² que representa el 59 % de los megadeslizamientos en éste *cluster*. Estos depósitos están emplazados en ambas laderas del valle del río Rocín y se extienden con una forma alargada desde las regiones elevadas (>2500 m) hasta las partes bajas (<1500 m) del valle. En general poseen superficies suavemente inclinadas ladera abajo, en las que es posible observar remanentes de morfologías *hummock* y *levée* (Figura 5.7 b). Son depósitos caóticos compuestos por bloques de tamaños variables desde 10 cm hasta 10 m (máximo observado), de composición polimíctica, con clastos de tobas brechosas de color rosado, marrón, verdes y blanquecinas (Figura 5.7 c). En algunos sectores del fondo del valle se reconoce el contacto entre los depósitos de avalanchas y el sustrato rocoso (Figura 5.7 a).

5.1.1.2.3 Análisis de distribución espacial de megadeslizamientos

Como se mencionó en la sección 5.1.1.2.1 **Depósitos de megadeslizamientos**, los depósitos de megadeslizamientos están distribuidos de manera heterogénea en el área de estudio formando *clusters* en las zonas interiores de los valles en el ámbito de la CP. Para cuantificar y comparar esta anomalía con respecto del comportamiento de factores condicionantes de primer orden en la generación de megadeslizamientos, se analizaron las variaciones de elevación (Figura 5.9 a), pendiente (Figura 5.9 b) y litología (Figura 5.9 c), así como su cercanía a fallas geológicas a una escala regional.

Como se muestra en los perfiles de franja (Figura 5.10), los depósitos de megadeslizamientos se encuentran concentrados hacia el sector medio y oriental del área de estudio. En la zona norte y central (Figura 5.10 a y b), los depósitos de megadeslizamientos tienen su máxima abundancia entre ~350-365 km este. Por su parte, la zona sur (Figura 5.10 c) no muestra un patrón claro de concentración de depósitos de megadeslizamientos.

En la zona norte (Figura 5.9 a), la mayoría de los depósitos de megadeslizamientos se concentran en una región de ~15 km de ancho en donde disminuyen las elevaciones medias y diferencias de elevación en comparación con las regiones aledañas al este y oeste. En relación a las pendientes, la mayoría de los depósitos está localizado donde no se observan cambios notables de pendientes (~23°) en comparación a las regiones aledañas, y ocurre donde no se dan las mayores pendientes del perfil. En relación a los parámetros geológicos, la mayoría de los depósitos se localiza en la zona oriental de las formaciones de origen volcánico del Cretácico Superior tardío y en la zona occidental de las formaciones de origen volcánico del Eoceno al Mioceno. No se observa una relación con las unidades de origen intrusivo cristalinas. Aunque una parte de depósitos de megadeslizamientos que se localizan sobre la traza del SFP, la mayoría se ubica inmediatamente al este de éste.

En la zona central (Figura 5.9 b), la mayoría de los depósitos de megadeslizamientos se concentran en una región de ~20 km de ancho en donde las elevaciones medias y máximas diferencias de elevación descienden de forma relativamente continua desde el este. En relación a las pendientes, la mayoría de los depósitos está localizado donde no se observan cambios notables de pendientes (~25°) en comparación a las zonas aledañas. En relación a los parámetros geológicos, la mayoría de los depósitos se localiza en la zona oriental y transicional entre las formaciones de origen volcánico del Cretácico Superior tardío y del Eoceno al Mioceno. No se observa una relación con las unidades de origen intrusivo cristalinas. Aunque el máximo

valor de área cubierta por megadeslizamientos en el perfil se localiza sobre la traza del SFP, parte importante de los deslizamientos se localiza hacia el este.

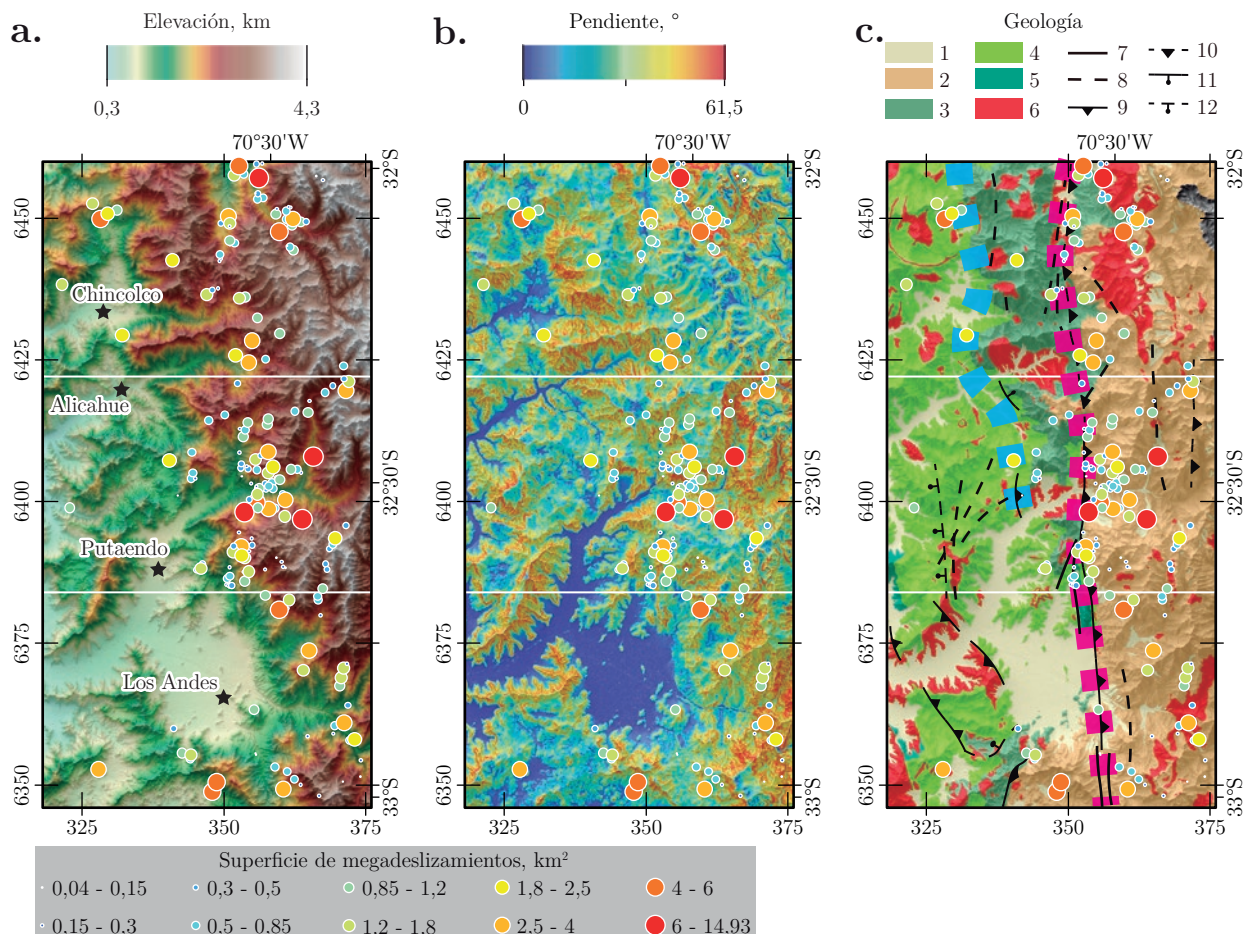


Figura 5.9: Tres mapas de parámetros topográficos y geológicos del área de estudio. (a) Elevación medida respecto al nivel del mar. (b) Pendiente calculada en una ventana cuadrada de 3×3 píxeles (37,5 m) y suavizada con un promedio móvil de radio 100 m. (c) Mapa geológico simplificado del área de estudio (Rivano *et al.*, 1993; Jara, 2013; Boyce, 2015; Machuca, 2017; Arias-Aranguiz, 2019). En (c), 1. Depósitos superficiales cuaternarios, 2. Formaciones de origen volcánico bimodal del Eoceno al Mioceno (basaltos, andesitas, dacitas, riolitas y tobas soldadas), 3. Formaciones de origen volcánico de tipo explosivo del Cretácico Superior tardío (tobas soldadas y andesitas), 4. Formaciones de origen sedimentario de grano grueso del Cretácico Superior medio (conglomerados y areniscas), 5. Formaciones de origen volcánico del Cretácico Inferior tardío (Andesitas), 6. Unidades de origen intrusivo cristalinas del Cretácico Inferior tardío al Neógeno (Dioritas y granitos), 7. Falla observada, 8. Falla inferida, 9. Falla inversa observada, 10. Falla inversa inferida, 11. Falla normal observada y 12. Falla normal inferida. Líneas gruesas segmentadas de colores cian y magenta representan la ubicación de la Transición Fisiográfica 2 (TF₂) y la ubicación del Sistema de Falla Pocuro (SFP), respectivamente. En todos los mapas, líneas blancas continuas y horizontales separan las franjas norte, centro y sur. Base topográfica: modelo de elevación digital ALOS-PALSAR de 12,5 m/px.

En la zona sur (Figura 5.9 c), no se observa un patrón de concentraciones de megadeslizamientos centrado en torno de un punto en el perfil. Se reconocen al menos tres concentraciones importantes localizadas en la parte central (~ 345 - 350 km) y oriental (~ 357 - 363 y ~ 468 - 475 km). Las concentraciones orientales se localizan donde tienen lugar las máximas elevaciones medias y diferencias de elevaciones. En relación a las pendientes, las concentraciones orientales se localizan donde se dan las máximas pendientes del perfil ($>23^\circ$). En relación a los parámetros

geológicos, la mayoría de los depósitos se localiza en formaciones de origen volcánico del Eoceno al Mioceno. No se observa una relación con las unidades de origen intrusivo cristalinas. No se observan concentraciones importantes de depósitos de megadeslizamientos sobre la traza del SFP.

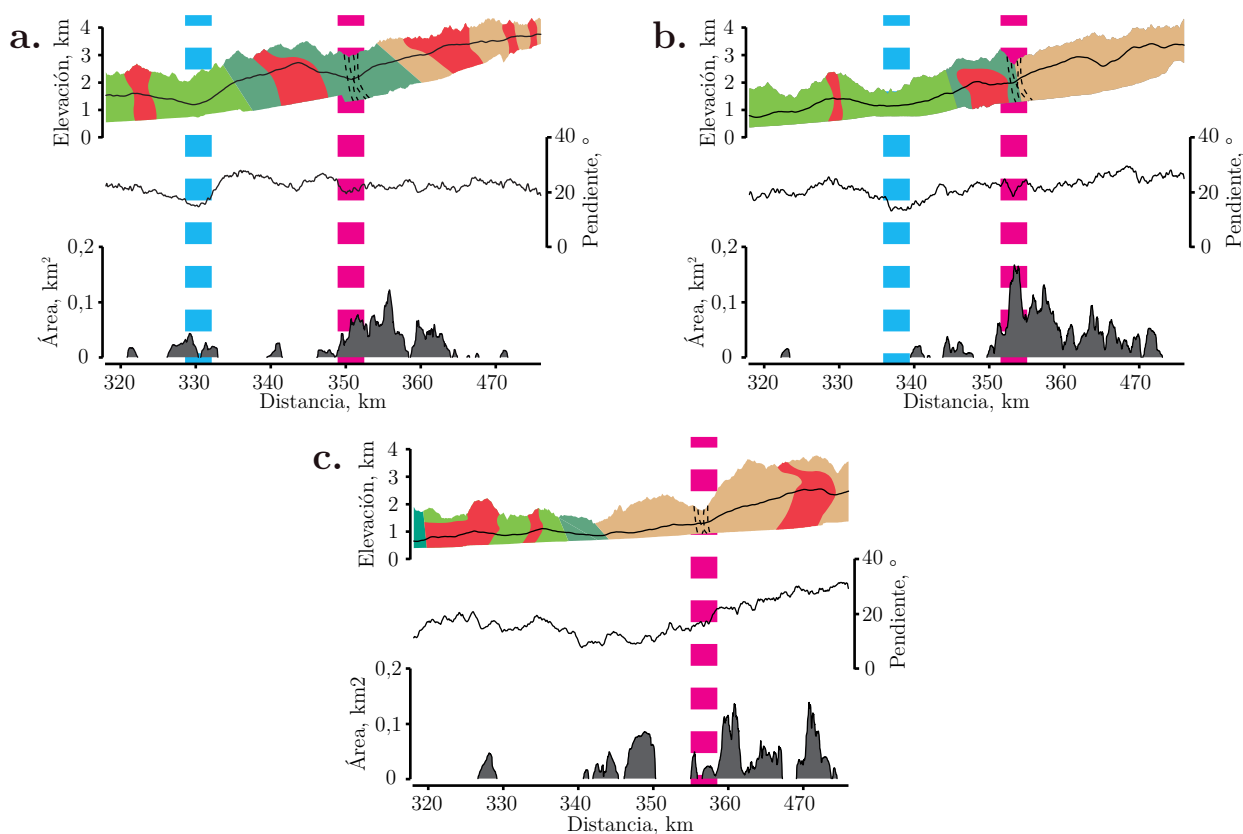


Figura 5.10: Perfiles de franja de elevación, pendiente y concentración superficial de depósitos de megadeslizamientos a lo largo de tres transectas (ver Figura 5.9 para localización) y la distribución de los principales parámetros geológicos. (a) Zona norte. (b) Zona Central. (c) Zona sur. En los gráficos de topografía, área de colores resume la geología y acota los valores mínimos y máximos en la franja; en los gráficos de topografía y pendiente, líneas negras muestran los valores promedios de cada parámetro. En todos los gráficos, líneas gruesas segmentadas de colores cian y magenta representan la ubicación de la Transición Fisiográfica 2 (TF2), y la ubicación del Sistema de Falla Pocuro (SFP), respectivamente.

5.1.1.3. Depósitos glaciales

Los depósitos glaciales no fueron observados de forma directa en este trabajo, por lo tanto su descripción se basa en la interpretación de remota de sus unidades (Figura 5.11 a).

Las acumulaciones de materiales de origen glacial se interpretan a partir de la presencia de franjas elongadas, comúnmente de superficies suaves y lobuladas, que rellenan los valles en las nacientes elevadas y regiones proximales de las cuencas en la CP. La mayor concentración y tamaño de los depósitos glaciales se reconoce hacia las cabeceras de los valles del Sobrante y Alicahue, y las zonas aledañas de las cuencas del Choapa y Aconcagua (Figura 5.11 a). Posiblemente, estos depósitos corresponden, en su mayoría, a morrenas laterales y de fondo de antiguos glaciares, así como a glaciares de roca activos (Figura 5.11 b). Los depósitos

glaciales cubren una superficie de $\sim 53,7 \text{ km}^2$ que equivale al 4,4 % del total de los depósitos superficiales del Cuadrángulo Putaendo (Tabla 5.1; Anexo G).

5.1.1.4. Depósitos lacustres

Los depósitos lacustres corresponden al único tipo de depósito de depocentro no marino en el área de estudio. Están constituidos por acumulaciones de sedimentos finos al interior de depresiones cerradas ubicadas en la CP (Figura 5.11 a y c). Estas depresiones poseen diversos tamaños y se ubican de manera preferente sobre las superficies irregulares de depósitos glaciales y de megadeslizamientos. Además, existen depresiones cerradas generadas por el bloqueo de los sistemas de drenaje producto de megadeslizamientos. Comúnmente los depósitos lacustres están compuestos por materiales superficiales no consolidados a ligeramente consolidados, bien seleccionados (limo y arcilla), estratificados y ocasionalmente laminados, resultantes de procesos de deposición de sedimentos suspendidos en el agua o viento. Por la escala de este trabajo, los depósitos lacustres considerados son aquellos cuyas áreas superan los $\sim 50 000 \text{ m}^2$. Los depósitos lacustres cubren una superficie de $\sim 2,1 \text{ km}^2$ que equivale al $\sim 0,2 \%$ del total de los depósitos superficiales mapeados en el Cuadrángulo Putaendo (Tabla 5.1; Anexo G).

5.1.1.5. Depósitos de relleno artificial

Los depósitos de relleno artificial en el área de estudio corresponde a acumulaciones de materiales superficiales localizados de forma heterogénea en el área estudio (Figura 5.11 a). En general, los depósitos de relleno artificial están compuestos por materiales superficiales no consolidados a moderadamente consolidados, mal seleccionados (arcillas a bloques), no estratificados a pobremente estratificados, resultantes de procesos de erosión y deposición de sedimentos por acción del antrópica. Por la escala de éste trabajo los depósitos de relleno artificial considerados corresponden rellenos sanitarios, botaderos, desmontes, presas y relaves (Figura 5.11 d). Los caminos y las ciudades no se consideraron como relleno artificial debido a su poca potencia y gran distribución espacial. Los depósitos de relleno artificial cubren una superficie de $\sim 3,9 \text{ km}^2$ que equivale al $\sim 0,3 \%$ del total de los depósitos superficiales del Cuadrángulo Putaendo (Tabla 5.1; Anexo G).

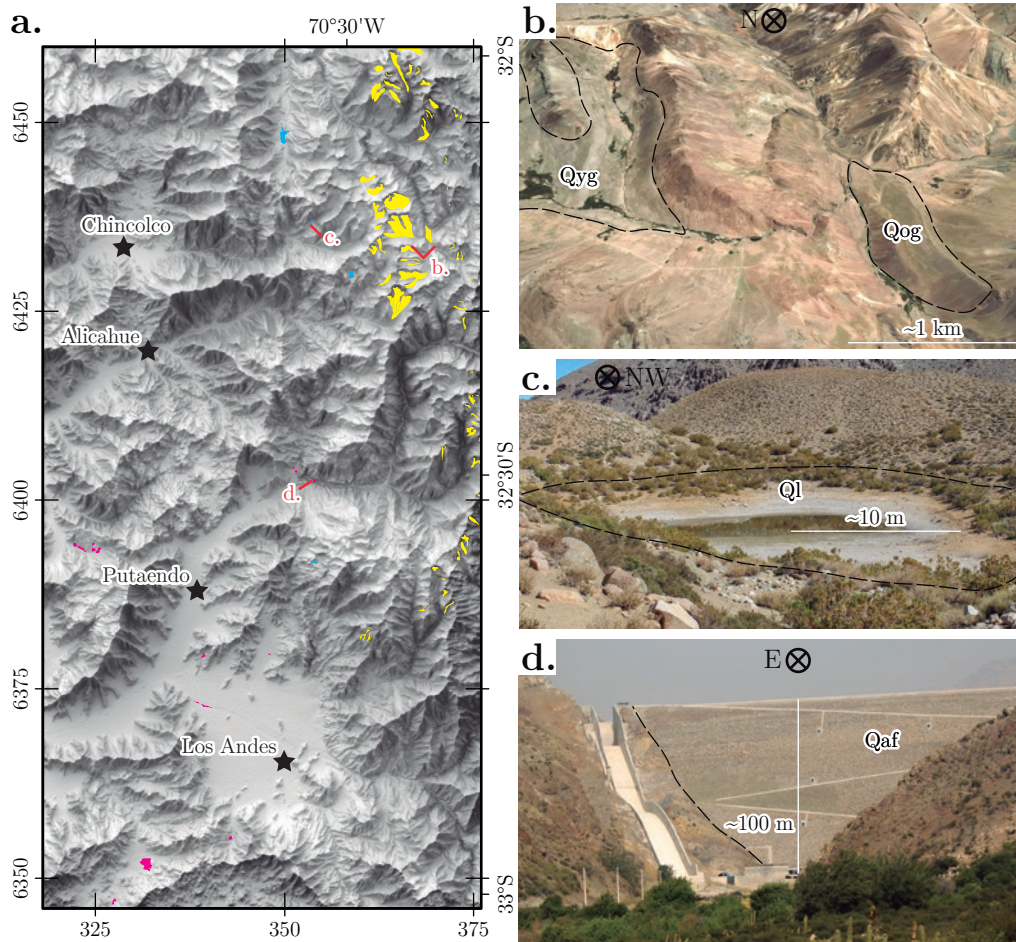


Figura 5.11: Distribución espacial y ejemplos de depósitos glaciales, lacustres y relleno artificial. (a) Mapa de distribución de depósitos glaciales (amarillo), lacustres (cian) y de relleno artificial (magenta). (b) Depósitos glaciales, posibles morrenas laterales y de fondo identificadas en la cabecera de la cuenca del río Choapa. (c) Depósito lacustre al interior de depresión cerrada generado sobre depósitos de megadeslizamiento en la cordillera del Sobrante. (d) Depósito de relleno artificial, Embalse Chacrillas en el valle del río Rocín. En (a), base topográfica: modelo de elevación digital ALOS-PALSAR de 12,5 m/px. En (c), imagen extraída de Google Earth.

5.1.2. Fallas y rasgos geomorfológicos asociados

En esta sección se presentan y resumen los resultados de cartografía geomorfológica, relativos a la detección, definición, delineación y descripción de fallas y rasgos geomorfológicos asociados presentes en el área de estudio. A lo largo del área de analizada la deformación tectónica se manifiesta principalmente en el ámbito y vecindad de la traza del SFP, expresándose de forma inequívoca mediante escarpes de falla y trincheras naturales. Además, se reconocen una serie de rasgos morfológicos asociados entre los que destacan escarpes a favor y en contra de la pendiente, áreas deposicionales planas, depósitos aluviales alzados o basculados, cauces colgados y con diferentes grados de incisión, patrones anómalos de drenaje, valles lineales y lineamientos. Para su descripción, estas evidencias se agruparon en las zonas norte y sur (Figura 5.12).

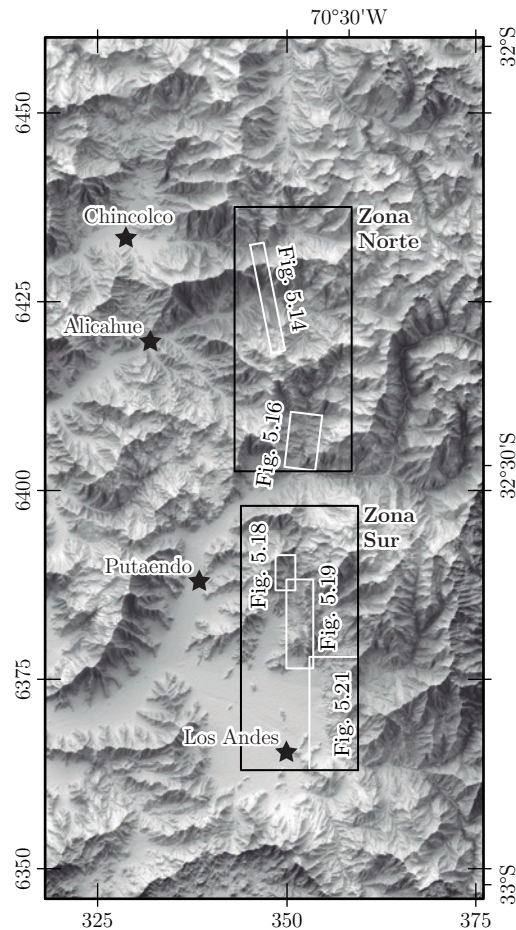


Figura 5.12: Mapa de ubicación de zonas de descripción de fallas y rasgos geomorfológicos asociados. Rectángulos blancos señalan las localidades específicas en donde se reconocieron fallas. En la Zona norte las fallas Camino del Inca y Los Sapos. En la Zona Sur las fallas Los Quemados, Jahuel y Cariño Botado y San Francisco.

5.1.2.1. Zona Norte

La Zona Norte está inserta completamente en el paisaje montañoso que caracteriza la CP al norte de los $\sim 32^{\circ}30'S$. En esta zona se reconocen extensos lineamientos de orientaciones

NS, NNW y NNE, dados por las direcciones principales que adquieren los drenajes. En particular, se observa que varios lineamientos de orientaciones NNW y NNE, convergen en los lineamientos NS del estero Chalaco (Figura 5.13 a y b).

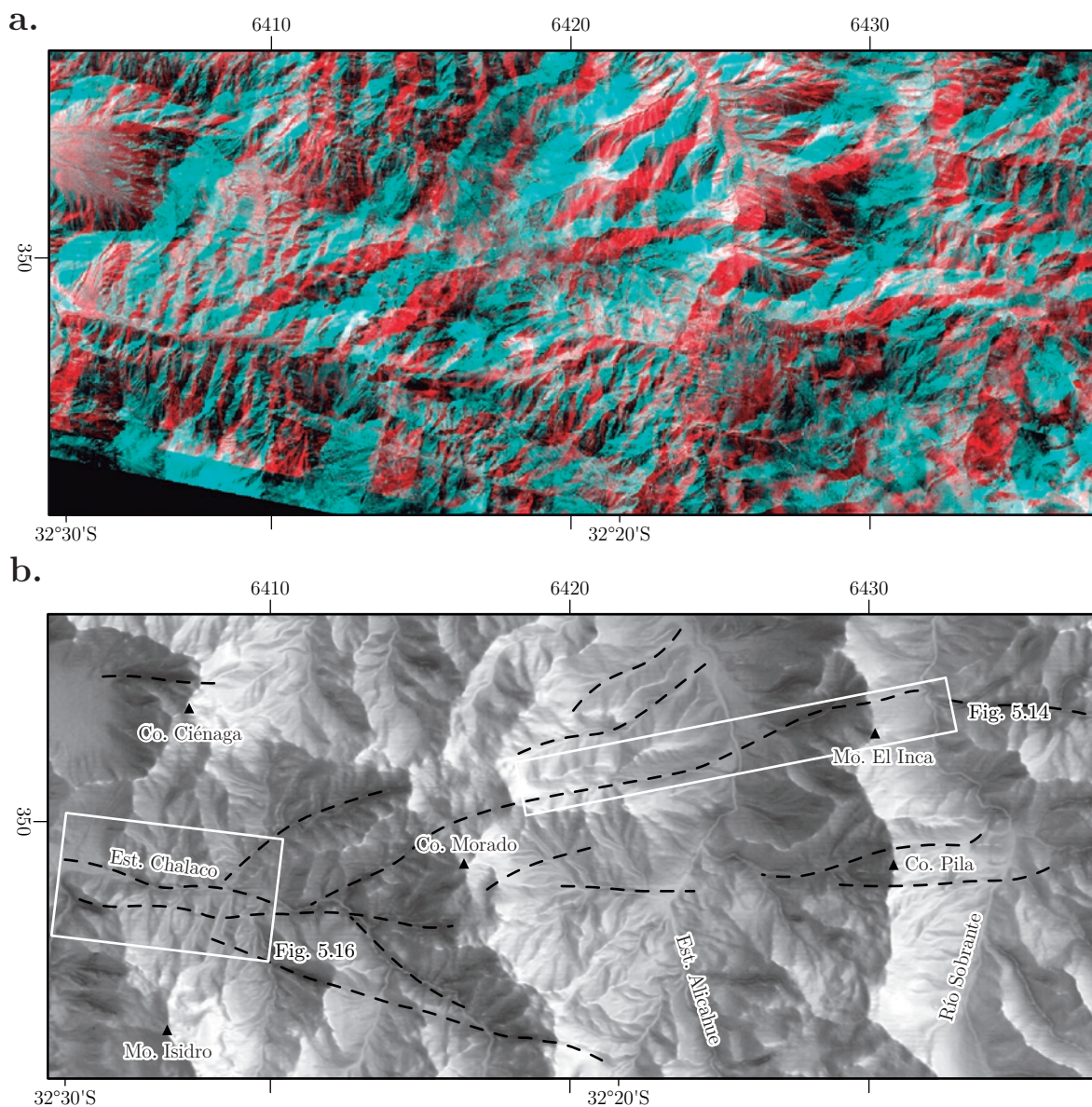


Figura 5.13: (a) Imagen anaglifo. (b) Mapa de ubicación Zona Norte (Figura 5.12) y lineamientos principales (líneas segmentadas negras). El norte de la imagen y mapa se encuentra apuntando hacia la derecha de la página para preservar el efecto 3D. Lentes anaglifo se incluyen al final de la tesis.

La Zona Norte comprende un área de difícil acceso en la cual son escasos los trabajos geológicos realizados. Las deformación tectónica presente en el sector se asocia con la actividad del SFP (Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996), la cual se acotó con anterioridad al Mioceno (Jara, 2013). Sin embargo, recientemente Machuca (2017) mediante geomorfología infirió una falla inversa vergente al oeste en el borde occidental de la zona de daño principal del SFP, en área del estero Chalaco, que denominó Falla Los Sapos. A continuación se presentan nuevas evidencias de deformación tectónica reciente en la Falla Los Sapos, así como en otra estructura denominada

en este trabajo como Falla Camino del Inca.

5.1.2.1.1 Falla Camino del Inca

La Falla Camino del Inca (FCI) es una falla oblicua inferida localizada al interior de los valles del río Sobrante y el estero Alicahue (Figura 5.13; Figura 5.14). A pesar de que el plano de la FCI no se observa directamente en terreno, la acción de esta falla queda de manifiesto a partir de extensos escarpes contra-pendiente rectilíneos de rumbo NNW y largo sumado de ~ 10 km (Figura 5.14 a). Al norte, entre el río Sobrante y el estero Alicahue, se reconocen dos escarpes de ~ 3 y $\sim 0,5$ km de largo que dislocan la ladera occidental del morro El Inca (Figura 5.14 a). Por su parte, al sur del estero Alicahue, se observa un escarpe continuo de $\sim 5,75$ km que disloca la ladera oriental de un cordón montañoso norte-sur (Figura 5.14 a). A partir de este punto hacia el sur, se infiere la traza de la FCI por ~ 1 km mediante de la incisión focalizada alineada de pequeños drenajes (Figura 5.14 b). La traza de la falla se destaca a partir de la relación morfoestratigráfica que establecen los depósitos coluviales de tipo talus sobre las laderas de los cerros afectados. Se observan depósitos antiguos de color marrón cortados por el escarpe y depósitos jóvenes de color gris apoyados en el escarpe (Figura 5.14 b y c). La anomalía geomorfológica más notable en torno de la FCI sucede $\sim 32^{\circ}20'S$, en donde al oeste de su traza se observa un *wind gap*¹⁹ y al este un importante *knickpoint* de quiebre de pendiente en el cauce principal (Figura 5.14 a). Posiblemente la generación de ambos rasgos geomorfológicos están vinculados con una captura de drenaje gratillada por la acción de la FCI.

El análisis de la forma de la traza y la deformación de marcadores geomorfológicos (cuchillas y canales coluviales) aledaños a la FCI indican su geometría y cinemática. Las escasas modificaciones que adopta la traza de la FCI a pesar de las diferencias topográficas que atraviesa, indica que presenta un manteo subvertical, el que ocasionalmente se inclina hacia el este. Esto último se observa en el segmento septentrional de la FCI (Figura 5.14). El valor máximo medido de la componente vertical del movimiento de la FCI es de ~ 8 m (ver Anexo J.2.2). Inmediatamente al sur del estero Alicahue se reconocen diferentes marcadores geomorfológicos lineales desplazados ~ 192 m en sentido dextral (Figura 5.15 b). En esta localidad se reconocen fallas secundarias adicionales a la estructura principal (Figura 5.15 b y c), posiblemente estructuras P sintéticas al movimiento de la falla principal en un modelo de transpresión dextral tipo Riedel. Finalmente, la FCI corresponde a una falla subvertical cuyo movimiento principal es de tipo transcurrente dextral, y una leve componente inversa vergente al oeste (Figura 5.15).

¹⁹Un antiguo canal de drenaje insertado en un cuchilla que ha sido abandonado debido a una captura de drenaje (Bull, 2009).

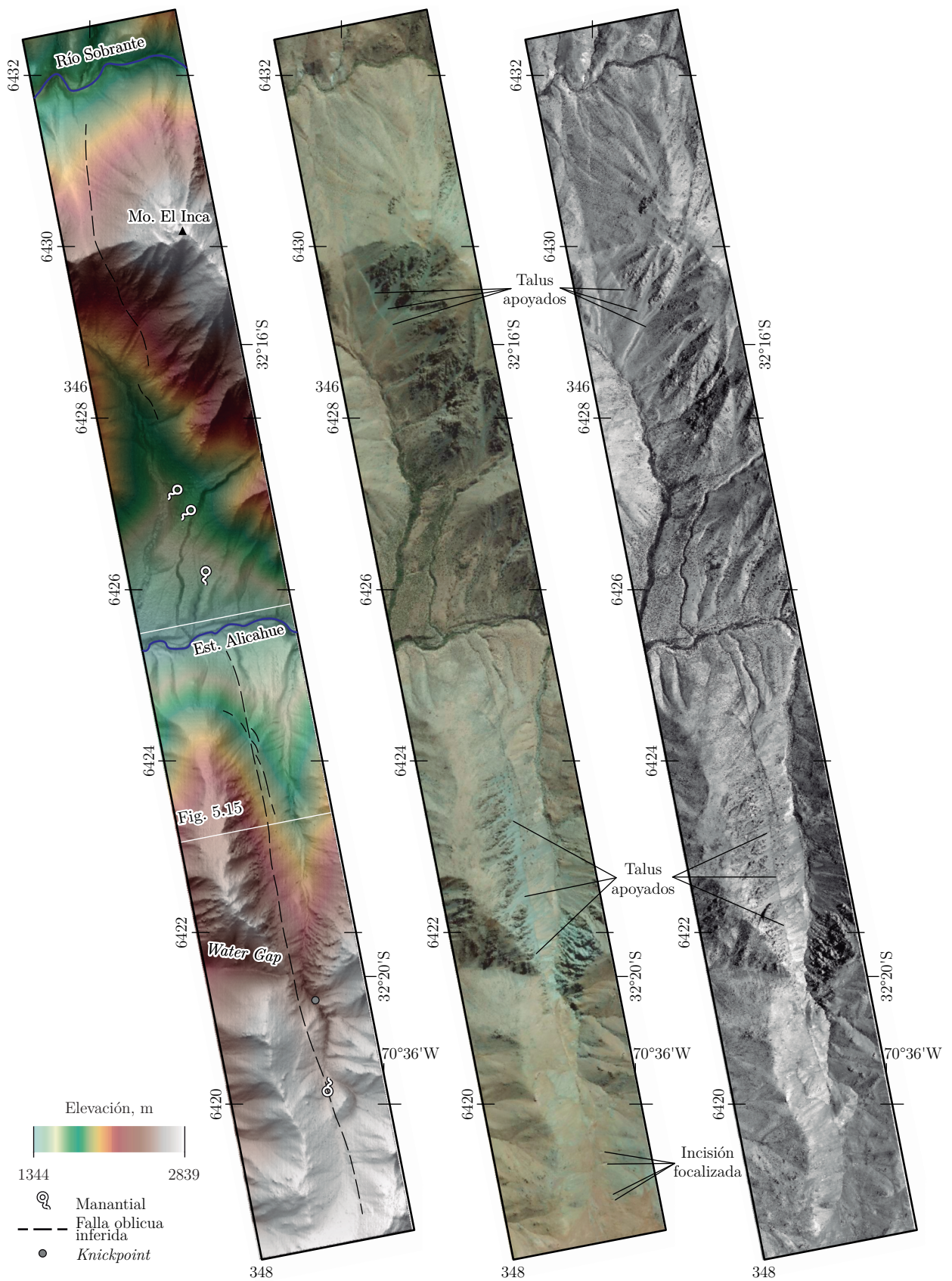


Figura 5.14: Mapa geomorfológico e imágenes satelital y aérea que evidencian la Falla Camino del Inca. (a) Imagen de relieve sombreado. (b) Imagen satelital WorldView-3 provista por Bing. (c) Fotografía aérea SAF GEOTEC-1996. En todos los mapas, base topográfica de (a): modelo de elevación digital propio de 2 m/px.

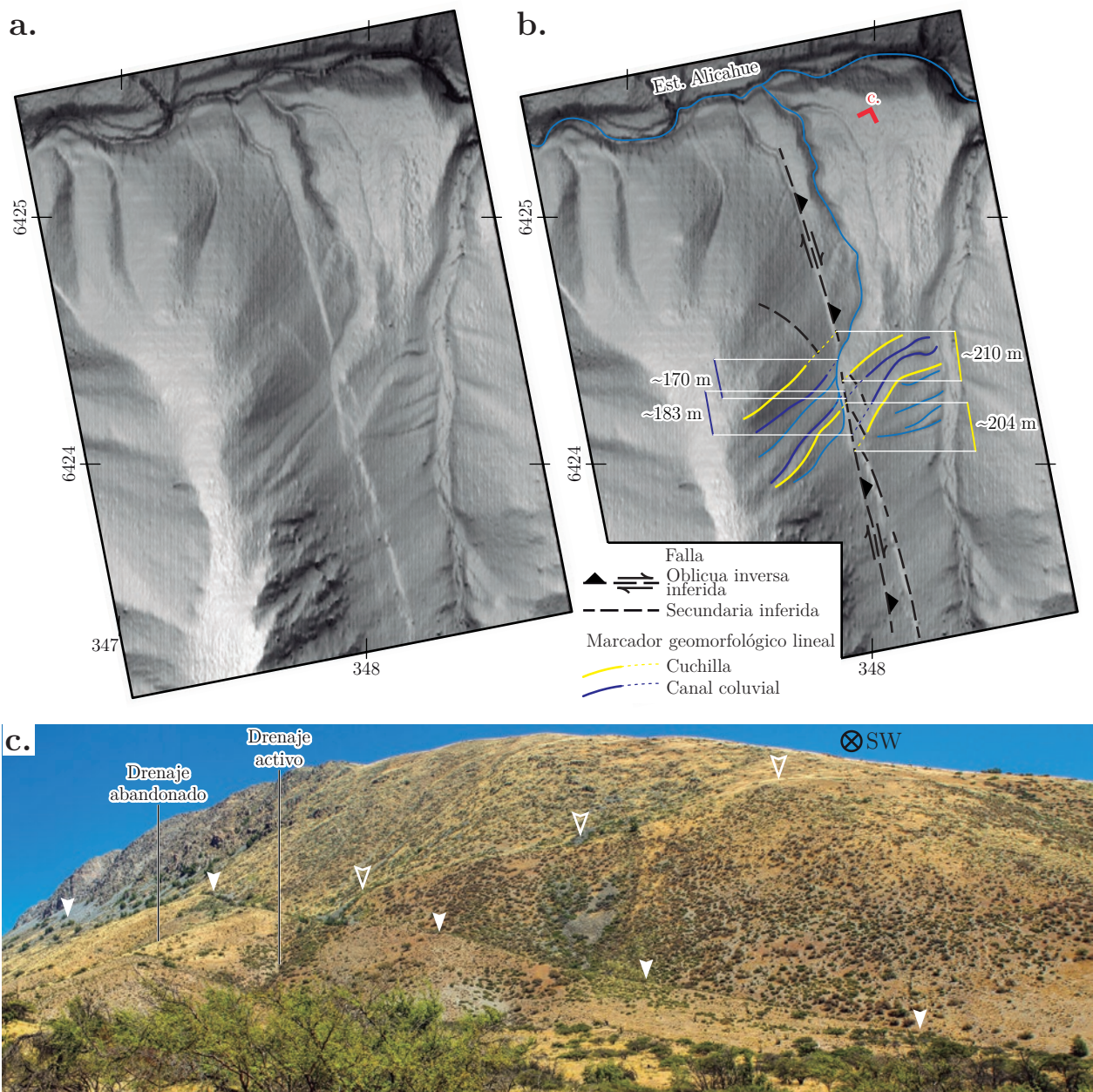


Figura 5.15: Marcadores geomorfológicos lineales desplazados en sentido dextral la zona central de la Falla Camino del Inca. (a) Relieve sombreado. (b) Relieve sombreado e interpretación de marcadores geomorfológicos lineales desplazados ~ 192 m por la FLQ. (c) Fotografía de terreno del escarpe de la FCI y estructuras secundarias. En (a) y (b), base topográfica: modelo de elevación digital propio de 2 m/px.

La denominación de «Camino del Inca» otorgada a estos escarpes nace del nombre indicado por los lugareños de la localidad de Alicahue a este rasgo geomorfológico. A partir de esta pista, se constató que estos escarpes contrapendiente fueron publicados como evidencia arqueológica del paso del imperio incaico en la región (Stehberg & Carvajal, 1987, 1988a,b; PDI, 2011). A escala regional, se estima que la zona montañosa más deprimida desarrollada a lo largo de la traza del SFP fue usada como ruta de comunicación de los pueblos precolombinos (R. Stehberg, comunicación personal). Mediante el reconocimiento en terreno del segmento norte

de la FCI, no se encontraron evidencias de actividad antrópica ligada al escarpe, a pesar de que a lo largo de los valles del Sobrante y Alicahue abundan los petroglífos y ruinas de tambos atribuidos al imperio incaico (Stehberg & Carvajal, 1988a). No es posible descartar que este escarpe de falla, en particular el segmento al oeste del morro El Inca, pudo ser utilizado como ruta de comunicación entre ambos valles en épocas precolombinas, pero se argumenta que su origen propiamente tal está ligado a la tectónica activa de la CP.

El escarpe de la FCI fue presentado, en modalidad póster, en el XV Congreso Geológico Chileno (Anexo J.2.2; Estay *et al.*, 2018).

5.1.2.1.2 Falla Los Sapos

La Falla Los Sapos (FLS) es una falla inversa inferida de rumbo N20°E que se extiende a lo largo de la porción inferior de la vertiente occidental del estero Chalaco, inmediatamente al norte del Resguardo Los Patos (Figura 5.16 a). El plano de la FLS no se observa en terreno, sin embargo, hay evidencias geomorfológicas cualitativas y cuantitativas que apoyan su existencia.

La traza de la FLS se infiere a partir de seis lomas redondeadas que se elevan en la parte distal de los interfluvios, las que se interpretan como remanentes desgastados de un escarpe contra-pendiente (Figura 5.16). Inmediatamente al oeste de estas lomas, se observan cuatro áreas deposicionales planas que rellenan el interior de las cuencas tributarias (Figura 5.16 a y b). En la zona distal de las dos áreas deposicionales planas más extensas localizadas al norte, se reconocen manantiales alineados con la traza de la FLS (Figura 5.16 a y c).

Las anomalías cuantitativas de la topografía en torno de la FLS corresponden a diferencias de relieve local e índices de empinamiento de canal normalizado. Inmediatamente al este de la traza de la FLS existe una zona de altos valores de relieve local que se extiende desde el fondo del estero Chalaco y un escarpe en la ladera este del valle (Figura 5.16 b). Este escarpe limita por el oeste una zona de relativamente plana, colgada y disectada, preservada en la vertiente oriental del estero Chalaco (Figura 5.16 a y b). Los canales fluviales que drenan ambas vertientes del valle presentan diferencias de índices de empinamiento normalizado (k_{sn}), no así en sus índices de concavidad (θ). Se observa que sistemáticamente los drenajes en la vertiente occidental son menos empinados que los opuestos en la vertiente oriental, a pesar de que ambos presentan concavidades similares (Figura 5.16 d). Aunque las anomalías topográficas pueden tener diversas causas (*e.g.*, climáticas, litológicas, tectónicas, etc.), el factor litológico podría tener un control sobre los k_{sn} debido a una diferencia litológica entre ambas vertientes. Recientemente, Machuca (2017) caracterizó en detalle la geología en ambas vertientes del estero Chalaco, notando la presencia predominante de tobas líticas y areniscas medias en la vertientes occidental, mientras que, sobre la parte baja de la vertiente oriental, predominio de autobrechas andesíticas, areniscas gruesas a conglomerádicas y andesitas basálticas.

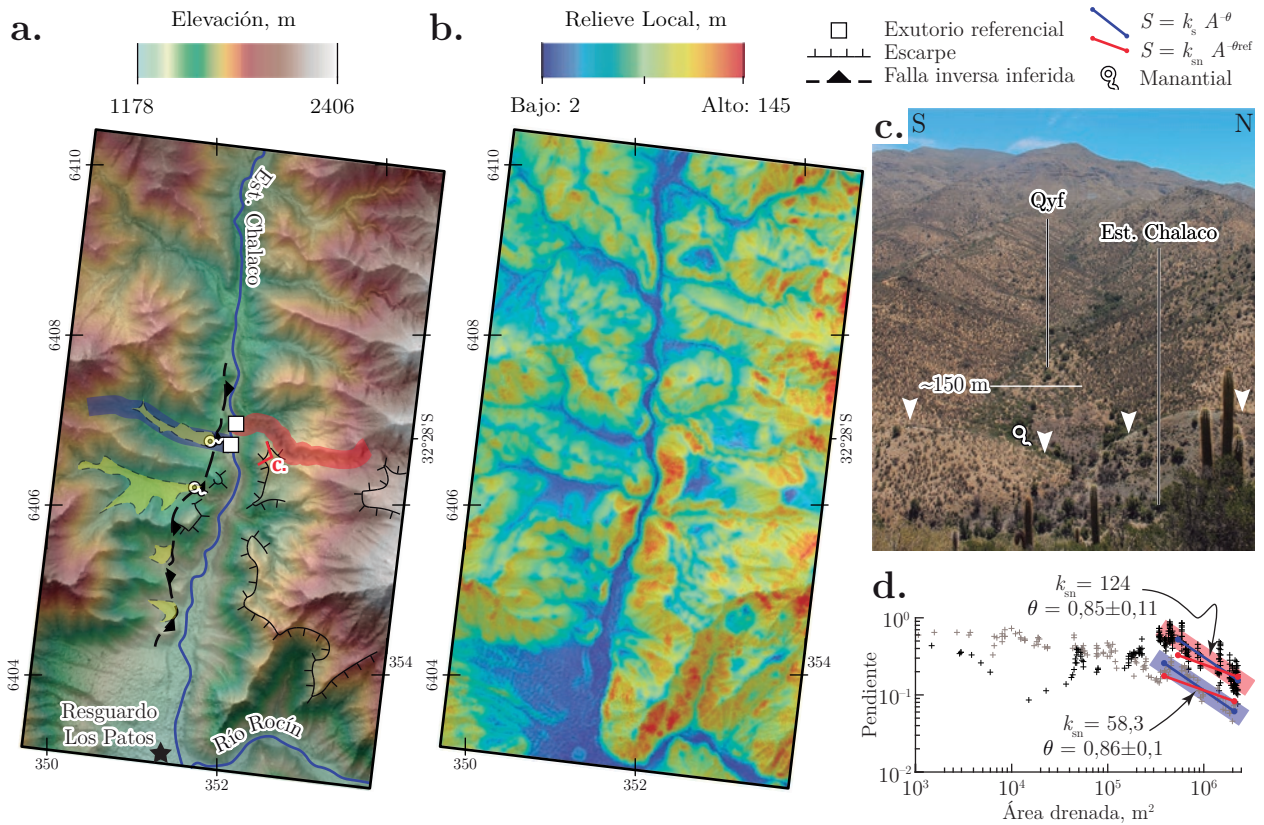


Figura 5.16: Fotografías, mapas geomorfológicos y perfiles topográficos que evidencian la Falla Los Sapos. (a) Imagen de relieve sombreado y elevación. (b) Relieve local calculado en una ventana circular de radio 50 m. (c) Fotografía de área deposicional plana al interior de un tributario del estero Chalaco y su contexto geomorfológico. (d) Relaciones pendiente-área de dos drenajes que tributan desde ambas vertientes al estero Chalaco. Valores k_{sn} en $m^{0,9}$ calculados para $\theta_{ref} = 0,45$. En (a), áreas deposicionales planas coloreadas en amarillo y drenajes analizados en (c) destacados con franja azul y roja. En (a) y (b), base topográfica: modelo de elevación digital propio de 4 m/px.

5.1.2.2. Zona sur

Desde una perspectiva general, la Zona Sur comprende la transición entre el paisaje montañoso dominante al norte de los $\sim 32^{\circ}30'S$ y la prolongación septentrional de la DC. Esta zona se caracteriza por extensos (>10 km) lineamientos con orientaciones que van desde NNE a NW, y que divergen hacia el sur desde el portezuelo El Bocón a través del valle del estero El Zaino y, las colinas de Campos de Ahumada y Cano Gallego (Figura 5.17 a y b).

Aunque en esta área se documenta ampliamente la deformación ligada al SFP (Aguirre, 1960; Carter & Aguirre, 1965; Padilla, 1981; Moscoso *et al.*, 1982; Rivano *et al.*, 1993; Rivano, 1996; Campbell, 2005; Bustamante *et al.*, 2012; Machuca, 2017), sólo recientemente se reportó deformación activa asociada a estructuras alojadas en su zona de daño. Troncoso (2014) reconoció la presencia de una falla inversa vergente al oeste (Falla Cariño Botado) activa en el Cuaternario tardío. A continuación se describe nuevas evidencias de deformación tectónica reciente asociada a las fallas Cariño Botado y Jahuel, y en otras estructuras denominadas en este trabajo como Falla Los Quemados (Figura 5.18) y Falla San Francisco.

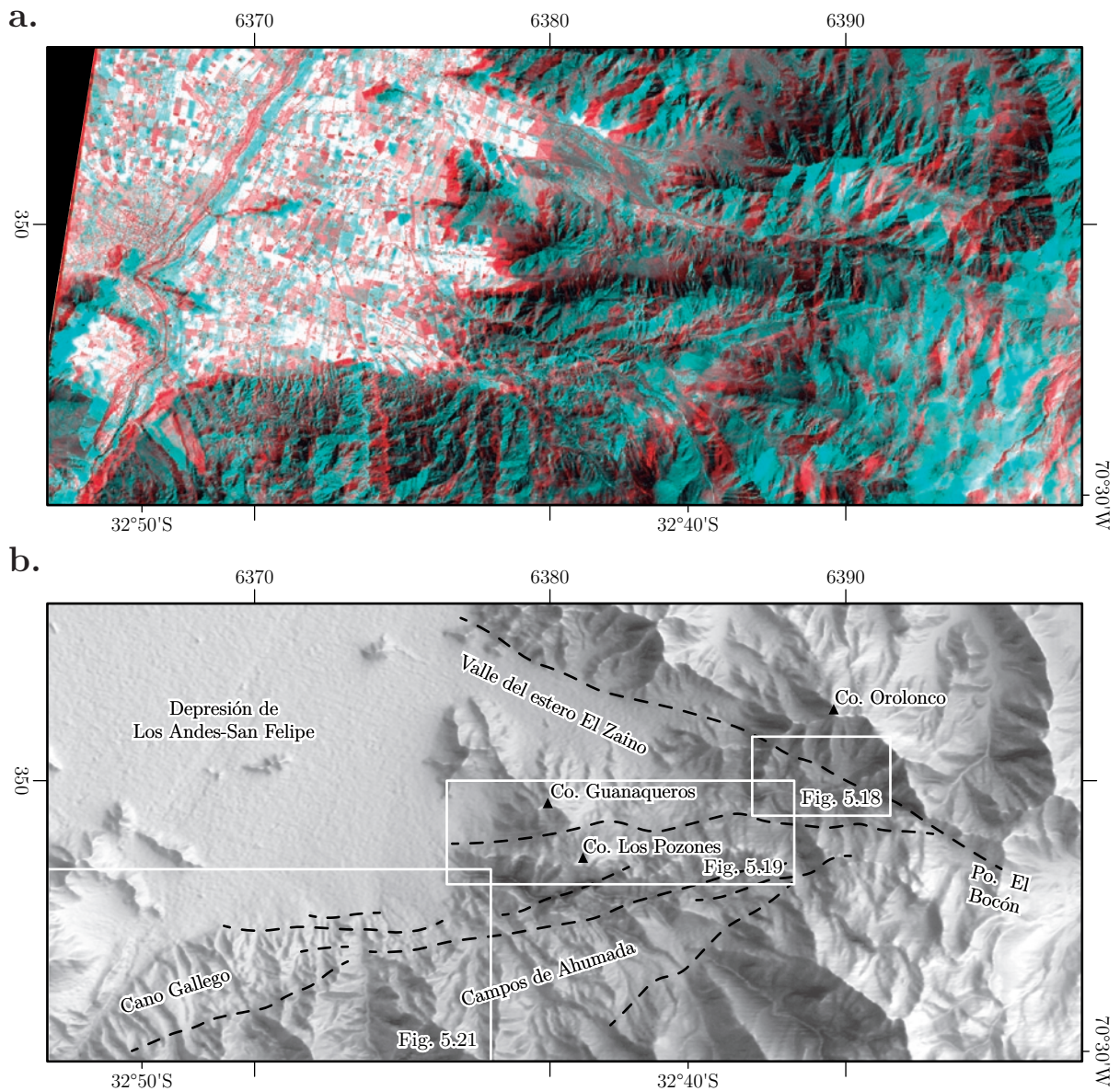


Figura 5.17: (a) Imagen anaglifo. (b) Mapa de ubicación Zona Sur (Figura 5.12) y lineamientos principales (líneas segmentadas negras). El norte de la imagen y mapa se encuentra apuntando hacia la derecha de la página para preservar el efecto 3D. Lentes anaglifo se incluyen al final de la tesis.

5.1.2.2.1 Falla Los Quemados

La Falla Los Quemados (FLQ) es una falla inversa inferida localizada al interior del valle del estero El Zaino. A pesar de que el plano de la FLQ no se observa en terreno, la acción de esta falla se observa directamente a través de un escarpe contra-pendiente rectilíneo, de ~ 700 m de largo y ~ 10 m de desnivel, que disloca de manera transversal la superficie de un cordón montañoso menor (Figura 5.18 d). Es posible extender la traza de la FLQ, con un rumbo $\sim N25^\circ E$, por $\sim 4,5$ km a partir una serie de lomas redondeadas alineadas que sobresalen del patrón descendente de los interfluvios (Figura 5.18 a). Este lineamiento acentuado por cuatro áreas deposicionales planas (Figura 5.18 b; relieve local < 8 m) compuestas por depósitos

Qyf de >5 m de espesor y, que ocasionalmente en su parte distal, presentan manantiales alineados con la traza de la FLQ (Figura 5.18 a y e). Sobre el bloque ubicado aguas abajo de la falla se observan depósitos superficiales de abanico aluvial colgados ~3 m por sobre el área deposicional plana aguas arriba (Figura 5.18 c). La forma que describe la traza del escarpe contra-pendiente en la topografía, así como la relación entre las morfologías tectónicas asociadas, sugieren que la FLQ es una estructura inversa con un fuerte manteo al sureste.

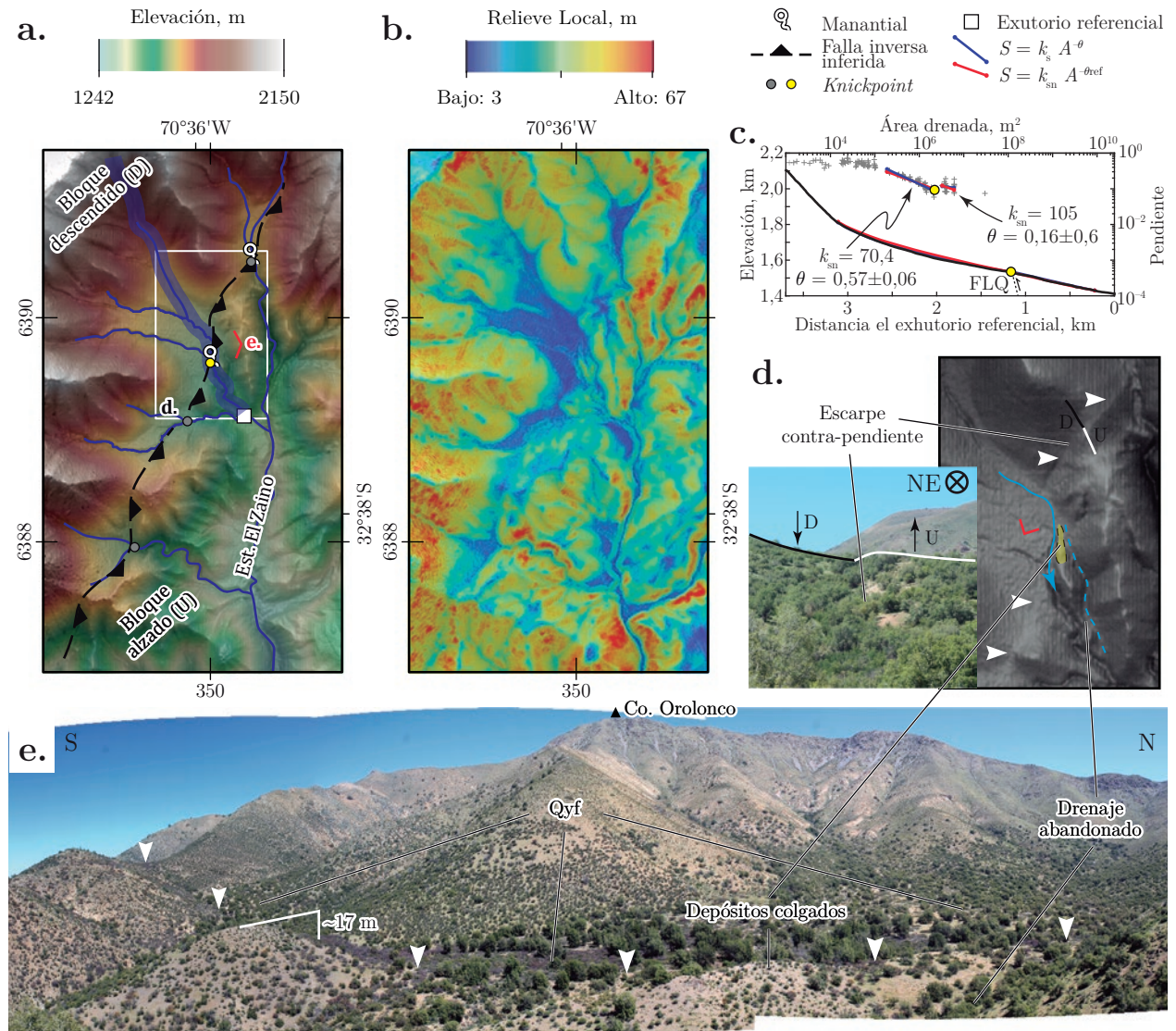


Figura 5.18: Fotografías, mapas geomorfológicos y perfiles topográficos que evidencian la Falla Los Quemados. (a) Imagen de relieve sombreado y elevación. (b) Relieve local calculado en una ventana circular de radio 50 m. (c) Perfil longitudinal y relación pendiente-área de un drenaje que cruza transversalmente la FLQ. Valores k_{sn} en $m^{0.9}$ calculados para $\theta_{ref} = 0,45$. (d) Fotografía y relieve sombreado del escarpe contra-pendiente y su contexto geomorfológico. (e) Panorámica de la traza de la FLQ a los pies del Co. Orolonco. En (d) y (e), puntas de flechas blancas indican traza. En (a) y (b), base topográfica: modelos de elevación digital propios de 4 m/px.

Agua arriba de la FLQ la red de drenaje exhibe un diseño de rastrillo mientras que sobre el bloque alzado se reconoce un drenaje abandonado y otros activos notoriamente incisos y sinuosos (Figura 5.18 a, b y d). Los perfiles de *thalwegs* de canales que cruzan transversalmente

la FLQ poseen una tendencia lineal, y un pequeño *knickpoint* de quiebre de pendiente que coincide con el escarpe de la FLQ (Figura 5.18 c). Los perfiles poseen menor k_{sn} en el bloque hundido en comparación con los segmentos consecutivos posicionados sobre el bloque levantado (Figura 5.18 c).

La traza de la FLQ coincide con una falla inferida de movimiento indeterminado descrita por Rivano *et al.* (1993), y con el extremo sur de la zona de falla principal occidental descrita por Campbell (2005). Ambos autores englobaron esta falla dentro del SFP sin otorgarle un nombre en particular ni reportar evidencias de deformación tectónica reciente.

5.1.2.2 Falla Jahuel

La Falla Jahuel (FJ) es una falla inversa inferida que se extiende a lo largo del borde oriental del valle del estero El Zaino. El plano de la FJ no se observa en terreno, sin embargo, una serie de rasgos geomorfológicos, posiblemente asociados con su actividad, se reconocen entre los esteros La Laja y El Cobre. La característica más sobresaliente corresponde a un escarpe, de ~ 12 km de largo y ~ 600 m de desnivel, que separa una topografía baja y relativamente plana localizada al oeste, de una elevada y empinada ubicada al este. Este escarpe establece un frente de montaña lineal que se puede observar en mapas de elevación (Figura 5.17 a; Figura 5.19 a) y relieve local (Figura 5.19 b). La traza de la falla se encuentra cubierta por depósitos de megadeslizamiento y de abanico aluvial, sin embargo, la forma que describe la traza inferida en la topografía al norte del estero El Cobre hasta su paso entre los cerros Guanaqueros y Los Pozones, permite presumir que presenta un manteo fuerte al este.

En el sector conocido como la Meseta de Jahuel, se distingue una amplia superficie plana cubierta por Qyf y Qof que configura un marcador geomorfológico planar. Este marcador se encuentra dislocado por un escarpe menor rectilíneo de rumbo NS, ~ 300 m de largo y ~ 5 - 8 m de desnivel (Figura 5.19 d). Este escarpe disloca la superficie de unidad Qof en la Meseta de Jahuel y es prácticamente coincidente con la traza inferida de la FJ (Figura 5.19 a). En el borde occidental de la zona de depósitos de megadeslizamientos y abanico aluvial que cubren la falla se observan numerosos manantiales relativamente alineados, desde la confluencia de los esteros El Zaino y La Laja, hasta la parte sur de la Meseta de Jahuel (Figura 5.19 a).

Las anomalías en las redes de drenaje en el ámbito del Co. Los Pozones corresponden al apenas incipiente desarrollo de cuencas en su flanco occidental y la presencia de un valle colgado. Los drenajes coluviales se expresan en una densa y persistente repetición de cuencas alargadas y estrechas que drenan el frente del escarpe por medio de flujos de detritos (Figura 5.19 a). Se detectó una cuenca fluvial que drena la parte superior y el frente del escarpe, y que describe una trayectoria relativamente transversal a la FJ (Figura 5.19 a y c). Su perfil de *thalweg* presenta un claro *knickpoint* de quiebre de pendiente localizado al este de la FJ, que separa un perfil de río relicto aguas arriba de uno más nuevo aguas abajo. Entre la FJ y el *knickpoint*, el perfil de *thalweg* es más empinado y convexo (Figura 5.19 c). Por el contrario, los segmentos adyacentes aguas arriba y abajo, presentan menor k_{sn} y son cóncavos (Figura 5.19 c).

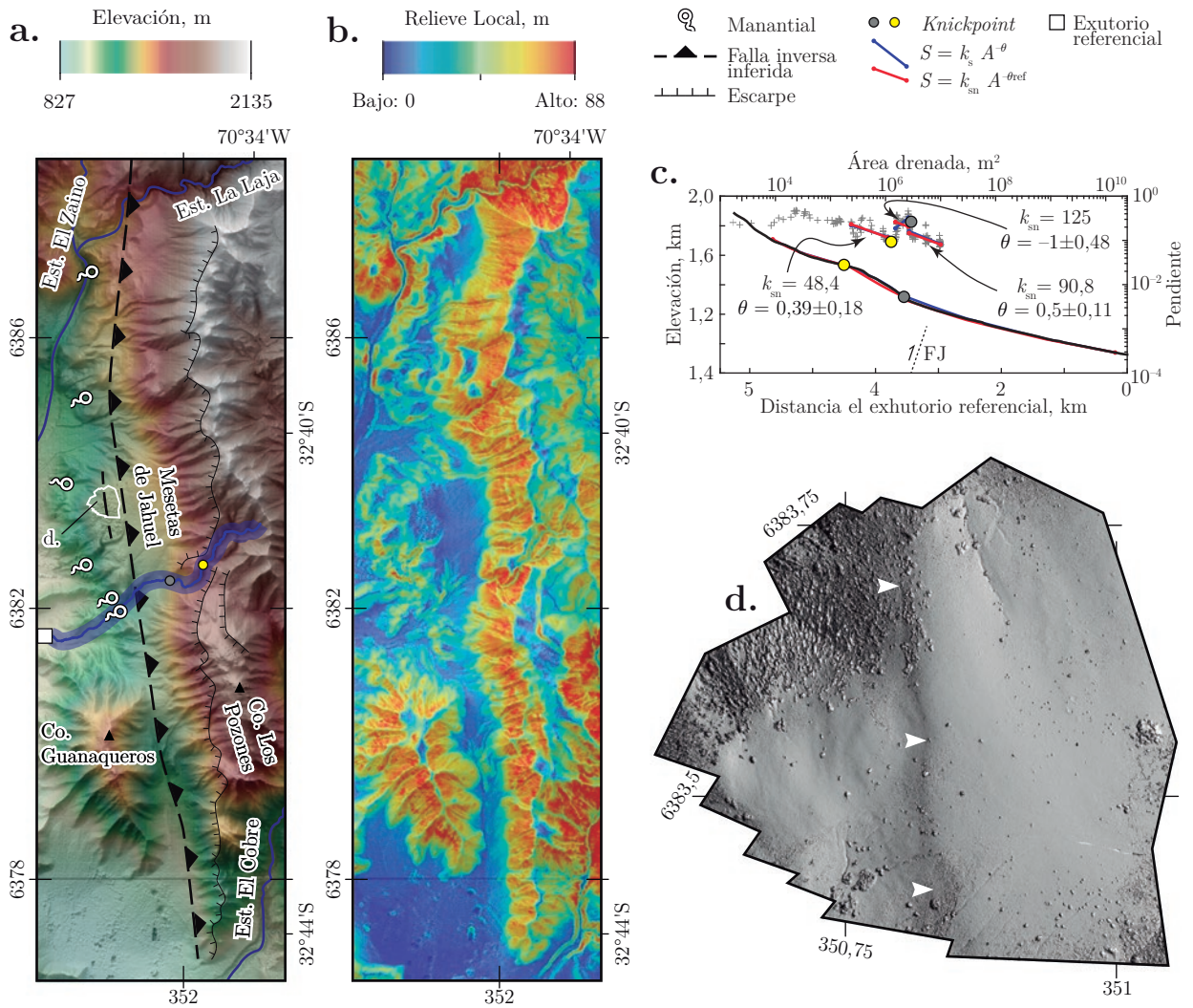


Figura 5.19: Mapas geomorfológicos y perfiles topográficos que evidencian la Falla Jahuel. (a) Imagen de relieve sombreado y elevación. (b) Relieve local calculado en una ventana circular de radio 50 m. (c) Perfil longitudinal y relación pendiente-área de un drenaje que cruza transversalmente la FJ. Valores k_{sn} en $m^{0,9}$ calculados para $\theta_{ref} = 0,45$. (d) Imagen de relieve sombreado de ultra alta resolución del escarpe de las Mesetas de Jahuel. En (d), puntas de flechas blancas indican escarpe. Base topográfica: modelos de elevación digital propios de 4 y 0,1 m/px .

5.1.2.2.3 Falla Cariño Botado

La Falla Cariño Botado (FCB) es una falla inversa observada que se extiende a lo largo del límite oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe (Figura 5.20 a; Figura 5.21 a). A escala kilométrica destaca a partir un escarpe, de ~ 80 - 100 m de desnivel y $\sim 7,5$ km de largo, que se puede seguir con rumbo NS de manera continua entre la quebrada El Barro y Cariño Botado. Un escarpe menor de ~ 400 m de largo y alineado con el previamente descrito, se reconoce al sur del río Aconcagua inmediatamente al oeste del Puerto Terrestre, en donde los depósitos Qvof finalizan de manera abrupta (Figura 5.20 a; Figura 5.21 a). El escarpe principal de la FCB se distingue en la cima de la *strath terrace* del cerro La Mesilla, en donde disloca por ~ 28 m la superficie plana de los depósitos Qvof (Figura 5.20 b).

En las cercanías del sector de Llano Norte se observaron dos trincheras naturales en las que se puede observar una falla inversa vergente al oeste que cabalga sustrato rocoso color naranja-amarillento, profundamente alterado y fracturado, sobre depósitos Qof. En una de estas trincheras la falla presenta un plano con manteo de $\sim 40^\circ$ E, y una zona de salbanda de falla de $\sim 2,5$ m de espesor (Figura 5.20 c). La alteración pervasiva de color naranja-amarillento es reconocible tanto en la roca mejor preservada como en la salbanda, no así en los depósitos aluviales contiguos al oeste. En este sector la relación morfoestratigráfica entre los depósitos de abanico aluvial Qof₁ y Qof₂ es donde se encuentra mejor preservada. Aunque no se observa el plano de la FCB, inmediatamente al oeste de su escarpe se reconocen depósitos Qof₁ basculados ~ 35 - 45° al oeste, mientras que encajados en ellos se observan los depósitos Qof₂ en posición subhorizontal. Al este de Cariño Botado y alineado en la prolongación hacia el sur de la FCB, se ubica el manantial Baños El Corazón (Figura 5.21 a).

5.1.2.2.4 Falla San Francisco

La Falla San Francisco (FSF) es una falla inversa inferida que se extiende de manera discontinua a lo largo del piedemonte en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe (Figura 5.20 a; Figura 5.21 a). La FSF se reconoce a través de tres escarpes discontinuos, de orientación NS a NNW, localizados ~ 500 m al oeste de la FCB (Figura 5.20 f; Figura 5.21 a). El escarpe norte posee un largo de $\sim 1,8$ km y un desnivel máximo de ~ 80 m. Esta altura se midió en relación a la superficie de los depósitos Qyf del ápice del abanico aluvial del estero San Francisco, y los depósitos Qvof de la *strath terrace* del cerro La Mesilla.

En el ingreso al valle del estero San Francisco, ~ 200 m al este del frente del escarpe, aflora por medio de una trinchera natural una falla inversa vergente al oeste que disloca depósitos aluviales (Qof?) y cabalga sobre ellos sustrato rocoso (Figura 5.20 d y e). Esta falla presenta un manteo de $\sim 45^\circ$ E y un desplazamiento de $\sim 3,5$ m. Por su parte, los escarpes de la FSF localizados hacia el sur poseen un largo en conjunto de ~ 2 km y desniveles de ~ 5 - 8 m (Figura 5.20 a; Figura 5.21 a). Estos escarpes dislocan las superficies ligeramente inclinadas hacia el oeste de depósitos de abanico aluvial joven (Qyf) del piedemonte inmediatamente al este del poblado de Cariño Botado. Es complejo observar estos escarpes en terreno dado que se extienden a través de predios agrícolas privados.

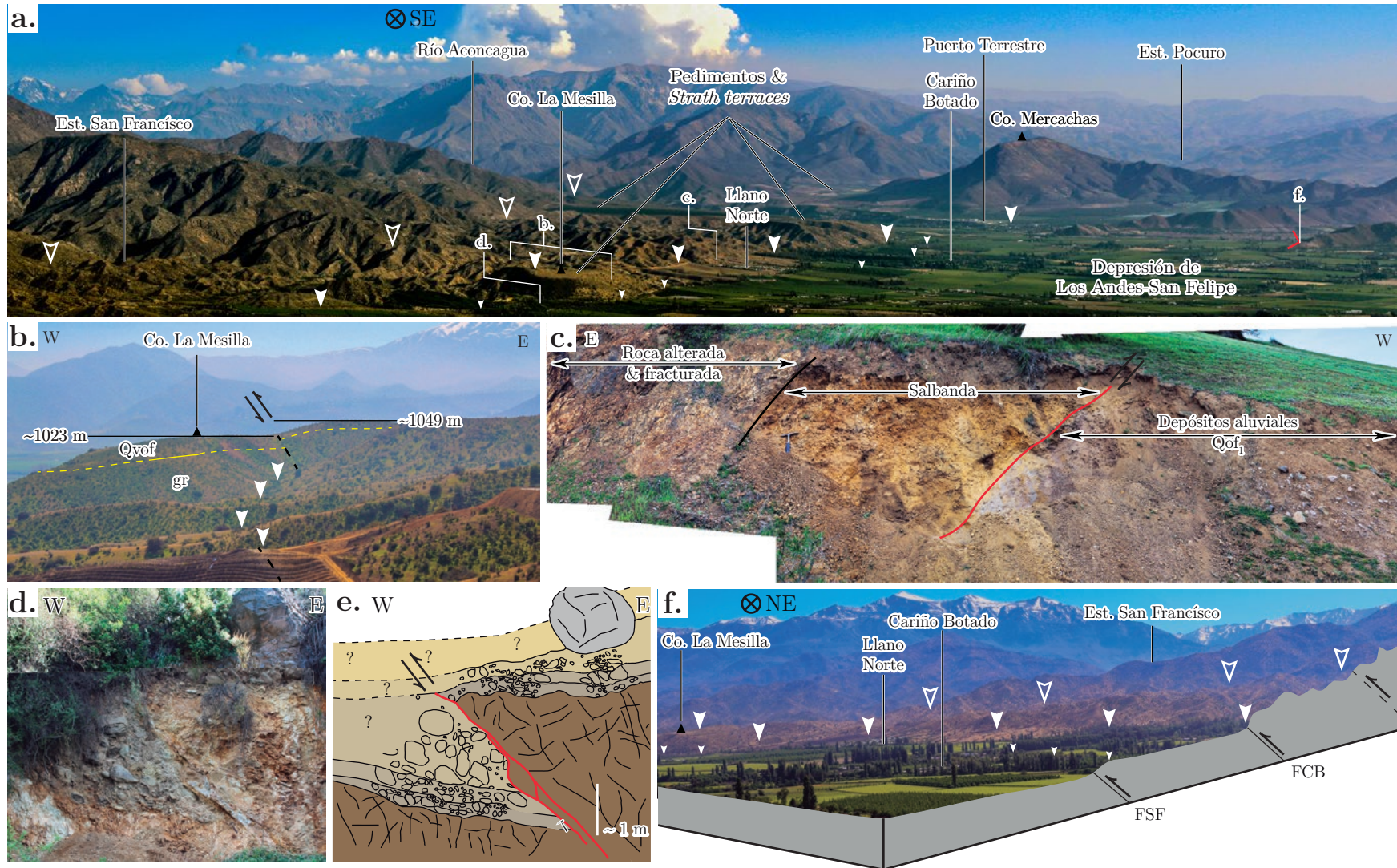


Figura 5.20: Fotografías y esquemas de las fallas Cariño Botado y San Francisco en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe. (a) Panorámica general del frente montañoso y piedemonte. (b) Vista en perfil de la *strath terrace* del cerro La Mesilla y su dislocación por el movimiento de la FCB. (c) Trincheras naturales de la FCB en las cercanías de Llano Norte. (d) Trincheras naturales de la FSF en el ingreso al valle del estero San Francisco. (e) Esquema paleosismológico de la trincheras de la FSF. (f) Fotografía y esquema en perfil del frente montañoso y piedemonte. En (a), (b) y (f), puntas de flechas blancas señalan escarpes de la FCB (grande rellena), FSF (pequeña rellena), y frente montañoso relicto (grande vacía).

5.1.2.2.5 Lineamientos y frente montañoso relictos

Como se señaló en la sección 5.1.1.1.2 **Depósitos de abanico aluvial**, la región inmediatamente al este de la depresión de Los Andes-San Felipe corresponde a un remanente desgastado de una antigua superficie erosional constituida por la amalgamación entre pedimentos y *strath terraces* (Figura 5.20 a). A pesar de esta zona muestra gran densidad de drenaje y algunos valles lineales que cruzan en sentido EW o SW, se observan varios lineamientos de rumbo NS y NNW, así como un frente montañoso relictos intermotano²⁰ definido por una importante transición fisiográfica (Figura 5.21 a).

El lineamiento más notorio se extiende con rumbo NS entre las quebradas El Barro y Cano Gallego, y se reconoce como una franja angosta de bajo relieve local entre relieves medios a altos (Figura 5.21 b). Inmediatamente al sur del estero San Francisco, el lineamiento se expresa en una zona topográficamente más baja, rellena de sedimentos granulares medios a finos de color gris, de al menos 5 m de espesor. La erosión activa en esta zona se expresa a través de numerosos surcos (*rills*) y cárcavas (*gullies*) generados por la incisión de cursos de agua esporádicos. Otros lineamientos de orientación NNW menos marcados y extensos se localizan entre la quebrada Cano Gallego y el sector de Los Rulos (Figura 5.21 a y b).

El límite oriental de la zona montañosa baja de pedimentos y *strath terraces* está marcado por un escarpe topográfico de rumbo NS y NNW que da paso al paisaje alto y empinado que caracteriza la CP (Figura 5.20 a; Figura 5.21 a). A pesar de que este escarpe se encuentra desgastado, es posible reconocerlo a partir de varios segmentos rectilíneos orientados por ~15 km entre la quebrada El Barro y el río Aconcagua.

Falta de un mapeo geológico detallado que permita descartar influencias litológicas en la génesis de estos lineamientos, sin embargo, en esta zona es ampliamente reconocido el pazo de la traza de las principales fallas y zonas de falla del Sistema de Fallas Pucuro (*e.g.*, Aguirre, 1960; Carter & Aguirre, 1965; Padilla, 1980, 1981; Troncoso, 2014; Taucare *et al.*, 2018; Taucare, *en prep.*). Se especula que, tanto los lineamientos corresponden a escarpes de línea de falla generados por la erosión diferencial en zonas de falla antiguas. Además, en este contexto, el escarpe topográfico mayor se interpreta como un frente montañoso relictos, posiblemente generado por la acción de una falla, y cuyo desarrollo fue contemporáneo con la formación de la superficie erosional localizada inmediatamente al este del borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe.

²⁰Según Keller & Pinter (2002, p. 141), un frente montañoso relictos corresponde a: «*Older mountain fronts, located within ranges, commonly are no longer active. Hypothetically, mountain fronts formed early in a range's development are active for a period of time, the deformation migrates toward the edges of the range, and new mountain fronts form*». En el extremo sur del valle de San Joaquín, California, Keller *et al.* (2000) describen la propagación de la deformación en el Frente Montañoso de San Emidigio. Allí, los autores reconocen la presencia de frentes montañosos intramontanos relictos, una discontinuidad topográfica marcada, situada a ~5 km del frente montañoso activo, y que representa un frente de montaña actualmente incluido totalmente en el bloque alzado.

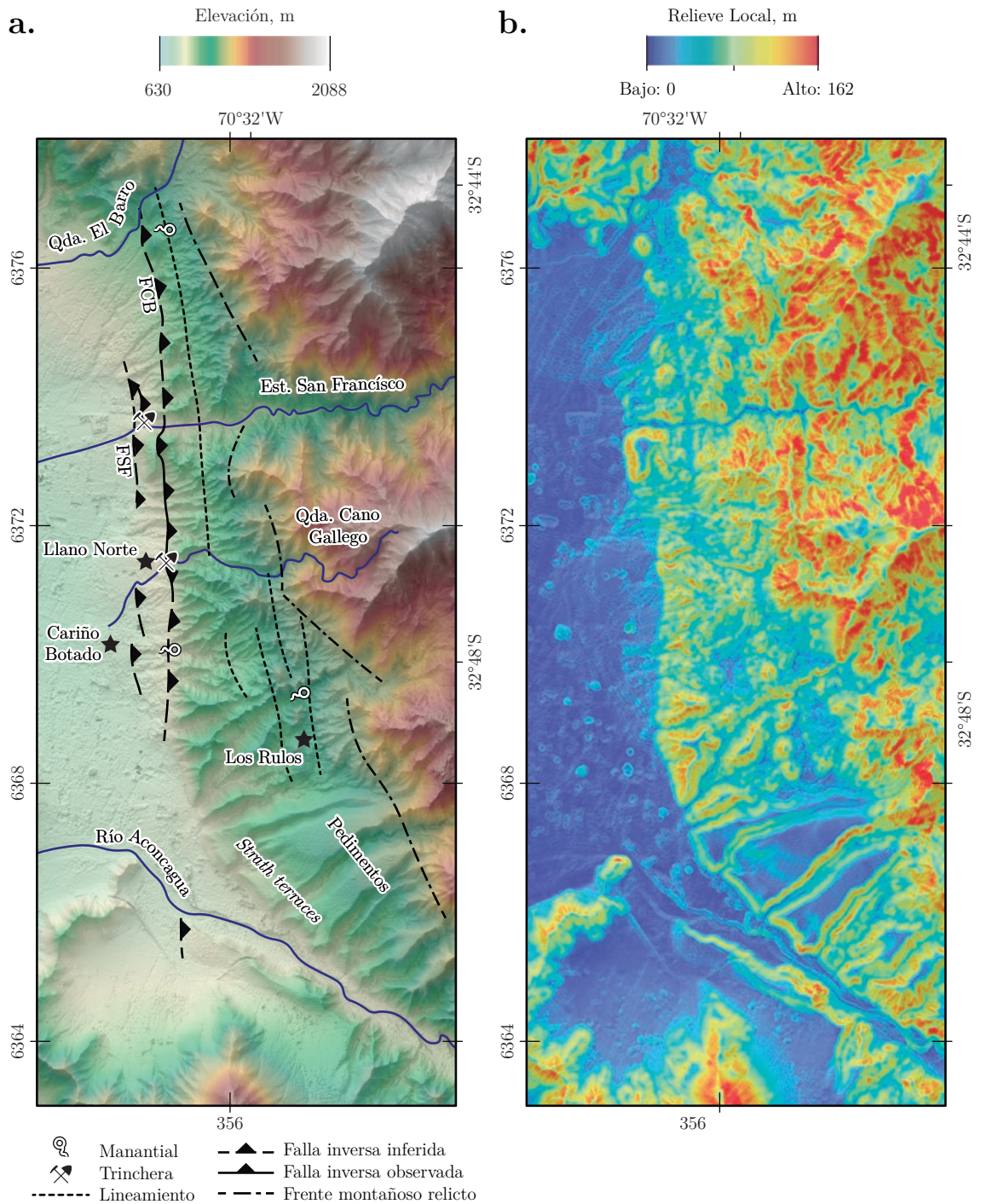


Figura 5.21: Mapas geomorfológicos que evidencian las fallas Cariño Botado y San Francisco, lineamientos y frente montañoso relicto. (a) Imagen de relieve sombreado y elevación. (b) Relieve local calculado en una ventana circular de radio 50 m. Base topográfica: modelo de elevación digital propio de 4 m/px.

5.2. Discusión: tectónica activa

El alzamiento de roca activo de la CP se expresa de manera inequívoca mediante fallas y escarpes, interpretados como, de falla. Las evidencias de deformación tectónica reciente obtenidas en el Cuadrángulo Putaendo ([Anexo G](#)) se ubican principalmente en el ámbito de la traza del SFP. Así, desde el estero El Zaino hacia el sur las fallas inversas activas y vergentes al oeste: Falla Jahuel (FJ), Falla Cariño Botado (FCB) y Falla San Francisco (FSF) cabalgan la CP sobre la DC. Hacia el norte, las fallas activas: Falla Los Quemados (FLQ), Falla Los Sapos (FLS) y Falla Camino del Inca (FCI) se extienden a través de la CP, cabalgando de igual forma el bloque oriental sobre un bloque occidental que se ubica entre la TF₂ y la traza del SFP ([Figura 4.22 a](#)). Todas estas evidencias respaldan que el SFP es tectónicamente activo y posee el potencial de generar terremotos con ruptura en superficie.

Los patrones de movimientos inversos vergentes al oeste reconocidos en los fallamientos recientes a lo largo del SFP son consistentes con los descritos en otros trabajos realizados en la FCB ([Troncoso, 2014](#); [Medina, 2018](#)) y la FSR (*e.g.*, [Rauld, 2002, 2011](#); [Rauld et al., 2006](#); [Armijo et al., 2010](#); [Vargas et al., 2014](#); [Estay et al., 2016](#); [Menares, 2018](#)). Las características morfológicas similares entre los escarpes de la FJ, FCB y FSF, así como la vergencia al oeste de los fallamientos observados en las trincheras naturales permiten inferir que se trata de deformación tectónica reciente, posiblemente con edades muy similares a las determinadas en los últimos movimientos de la FSR (<19 ka; [Vargas et al., 2014](#)).

La componente transcurrente dextral determinada en la FCI es una evidencia nueva en la caracterización de la deformación cuaternaria superficial en el ámbito de los Andes de Chile central. El movimiento dextral con rumbo NS es consistente con el régimen deformacional interpretado para el Cuaternario mediante análisis de microtectónica ([Lavenu & Cembrano, 1999](#)), fallas inversas y pliegues de arrastre mesoscópicos ([Lavenu & Cembrano, 2008](#)), y al determinado a partir de la sismicidad superficial moderna de mayor magnitud registrada en la CP (*e.g.*, [Charrier et al., 2004](#); [Fariás et al., 2006b](#); [Fariás, 2007](#)). La transcurrencia en la FCI en conjunto con el resto de los datos de deformación cuaternaria existentes indican un estado de esfuerzos transpresivos (σ_1 : NS), que son contrapuestos con las evidencias de mecanismos inversos en fallas con rumbo NS (σ_1 : EW). Los cambios en el régimen de estrés en los Andes de Chile central, reflejados como cambios en la cinemática del SFP, son de larga data. En el [Anexo H](#) se reportan otras evidencias de movimiento transcurrente en el SFP ([Figura I.3](#)).

La distribución heterogénea de los depósitos superficiales de tipo aluvial y de colapso de ladera es consistente con el alzamiento de la CP. Por un lado, la menor tasa de alzamiento de la DC y la CC favorecería la agradación de los depósitos aluviales al interior de los valles fluviales al oeste del SFP, dando origen al dominio de los ríos de lecho aluvial en las partes medias y distales de las cuencas de drenaje. Opuestamente, las tasas de alzamiento relativamente más rápidas de la CP se relacionan con una escasez de depósitos aluviales, valles estrechos y ríos de lecho rocoso. Por otro lado, los depósitos de colapso de ladera de tipo megadeslizamiento se encuentran preferentemente en la CP, hacia el este o sobre la traza del SFP. Considerando que estos depósitos parecen relacionarse causalmente con la sismicidad cortical ([Antinao & Gosse, 2009](#); [Moreiras & Sepúlveda, 2014](#)), su distribución anómala ([Figura 5.10](#)) es concordante con el efecto del bloque colgante (*hanging-wall effect*) observado y modelado para diversos terremotos (*e.g.*, [Abrahamson & Somerville, 1996](#); [Yu & Gao, 2001](#); [Gorum et al., 2011](#)). Tomados en conjunto, estos antecedentes respaldan la idea que, a gran escala, la CP al este

del SFP corresponde al bloque colgante que se alza relativamente más rápido que el resto de las unidades localizadas al oeste.

Las múltiples evidencias de rupturas superficiales, posiblemente cosísmicas, detectadas a lo largo del SFP entre los $\sim 32^\circ\text{S}$ y $\sim 34^\circ\text{S}$, se presentan en trazas de fallas discontinuas y distantes unas de otras por, incluso, decenas de kilómetros. En base a la conceptualización de que los terremotos corticales ocurren a lo largo de una sola falla, se han estimado magnitudes de momento del orden de $\sim 6-7$ para la FCB (Troncoso, 2014; Medina, 2018) y $\sim 6,2-7,5$ para la FSR (Vargas *et al.*, 2014; Estay *et al.*, 2016). El análisis de muchos terremotos corticales pasados muestra que, efectivamente, un *step*²¹ >5 km sería suficiente para detener la propagación de la ruptura (*e.g.*, Wesnousky, 2006, 2008). No obstante, existen algunos terremotos corticales complejos capaces de detonar rupturas en fallas distantes a más de 50 km (Nissen *et al.*, 2016), activar diferentes dominios simotectónicos y generar rupturas a lo largo de fallas no mapeadas o consideradas inactivas (Hamling *et al.*, 2017). Considerando esto, se especula la posibilidad que las diversas evidencias de deformación cuaternaria encontradas a lo largo del SFP hayan sido producto de terremotos corticales, capaces de activar dinámicamente diferentes segmentos de falla. Es necesario poner a prueba esta hipótesis en pos de establecer el peligro geológico real relacionado con un posible terremoto cortical a lo largo del SFP.

Aún existe controversia y debate en el establecimiento de la (in)actividad tectónica del SFP al norte de los $\sim 33^\circ\text{S}$. A partir de diversos análisis geomorfológicos y de trincheras naturales, recientemente, diferentes autores sostienen que la FCB es potencialmente activa (Troncoso, 2014; Troncoso *et al.*, 2015; Estay & Pinto, 2016; Medina, 2018). Sin embargo, Godoy (2018) rebate parte de estas evidencias, principalmente las relacionadas con el basculamiento y plegamiento de unidades aluviales cuaternarias que reinterpreta como depósitos coluviales y de megadeslizamientos, e insiste en afirmar que el SFP sería inactivo. Las nuevas evidencias presentadas en esta tesis, así como el reanálisis de otras descritas previamente, son un insumo adicional que respalda de manera contundente que el SFP, al menos hasta los $\sim 32^\circ\text{S}$, presenta actividad cuaternaria. Los planes de la Dirección de Obras Hidráulicas (DOH) de construir embalses sobre o cerca de la traza del SFP (Godoy, 2018), son sin duda preocupantes. Urge la generación de mayor investigación en el área a la luz de las nuevas herramientas y perspectivas de geomorfología tectónica.

²¹Las fallas comúnmente se componen de segmentos separados por discontinuidades que aparecen como pasos o saltos (*step*) en una vista en planta (Wesnousky, 2006).

Capítulo 6

Discusión general y modelo conceptual

6.1. ¿Cuál factor impulsa la tectónica activa al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$?

En la discusión previa se argumentó que el paisaje de los Andes de Chile central es el resultado de diferentes procesos, principalmente tectónicos y la consiguiente respuesta erosional, ocurridos en el pasado y en el presente. A continuación se discute sobre cuál es el factor (tectónica o clima) impulsa la tectónica activa al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$.

6.1.1. Tectónica

Generalmente, la causa primera impulsora de los procesos tectónicos en los Andes se ha asociado con las características cinemáticas y geométricas de la subducción de la placa oceánica debajo el margen occidental sudamericano (ver [Martinod *et al.*, 2010](#), para una síntesis). Sin embargo, más que evaluar coincidencias espaciales, es complejo determinar causalidad entre la segmentación latitudinal de la tectónica activa en los Andes de Chile central presentada en este trabajo con las propiedades ligadas a la subducción. Por un lado, es claro que la relativa homogeneidad de las variables vinculadas con la cinemática de placas del margen de subducción no es capaz de explicar las variaciones observadas. Por otro, la subducción de la DJF y la presencia del segmento Pampeano al norte de los $\sim 33^\circ\text{S}$ solo es coincidente con la terminación septentrional del segmento tectónicamente activo de la CP ([Figura 4.22 a](#)).

La coincidencia aproximada entre la proyección de la DJF y el Oroclino del Maipo ([Farías, 2007](#); [Farías *et al.*, 2010](#); [Arriagada *et al.*, 2013](#)) y la consistencia entre el gradiente norte-sur de acortamiento del margen ([Arriagada *et al.*, 2008](#)) con el sentido horario de las rotaciones paleomagnéticas al sur de los $\sim 33^\circ\text{S}$, permitieron especular la relación de causalidad entre la subducción de la DJF y el acortamiento diferencial del margen ([Arriagada *et al.*, 2013](#)). Por otro lado, por medio del análisis del manto superior mediante tomografía sísmica, [Wagner \(2005\)](#) interpretaron la presencia de cambios composicionales, últimamente ligados a la geometría de la placa en subducción, y que posiblemente influyen en la transmisión de la deformación a la corteza continental superpuesta. Específicamente, la zona bajo la CP ($\sim 32^\circ 30' - 33^\circ 30'\text{S}$) coincide con la zona transicional de alta V_p , V_s y, relativamente alta V_p/V_s , interpretada como una cuña astenosférica peridotítica empobrecida cuyo flujo de esquina es pelliscado por la

loza más somera en la terminación sur del segmento de subducción plana (Wagner, 2005).

Es indudable que entre los $\sim 32^\circ$ y $32^\circ 30'S$ coinciden aproximadamente la zona en donde subduce la DJF hace ~ 10 Ma (Yáñez *et al.*, 2002) y la latitud en donde ocurre la transición tectónica detectada en este estudio (Figura 4.22 a). Aunque es difícil aventurarse a establecer el mecanismo a través del cual la subducción sostenida de la DJF pudo facilitar la generación de esta transición, la influencia regional que impone la DJF y el segmento de subducción plana sobre el margen continental muestra consistencia con (1) la migración de la deformación hacia el antepaís al norte de los $\sim 32^\circ 30'S$ (*e.g.*, Ramos *et al.*, 2002), generando la desactivación del sistema de fallas a lo largo de TF₂ y dando paso al período de alzamiento de roca inferido como lento o inactivo; y (2) la persistencia de la deformación tectónica y el alzamiento de roca inferido de la CP al sur de los $\sim 32^\circ 30'S$.

6.1.2. Clima

En la sección 4.2.1.2 Precipitación se asumió que la erosión en el largo y corto plazo tiene una relación monótona con la precipitación, implicando que las regiones más húmedas tengan mayor erosión acumulada que zonas más áridas. Sin embargo, el vínculo entre la precipitación y las tasas de erosión es un tema controversial. En algunos lugares de la Tierra, la precipitación se correlaciona con las tasas de erosión a largo plazo (*e.g.*, Reiners *et al.*, 2003), mientras que en otros, no existe correlación (*e.g.*, Riebe *et al.*, 2001; Safran *et al.*, 2005). Particularmente, Carretier *et al.* (2013) demostraron que las tasas de erosión decenales y milenarias en los Andes chilenos no se correlacionan con la precipitación.

Las tasas de erosión en los Andes de Chile central muestran un pico a los $\sim 33^\circ 30'S$ (Figura 6.1 a y b) y fueron vinculadas causalmente con las pendientes de ladera (Carretier *et al.*, 2013), a pesar que ambas variables muestran una relación no lineal fuerte. La existencia de un umbral a los $\sim 30^\circ$ refleja que la pendiente de ladera es una métrica topográfica insuficiente para estimar la erosión (*e.g.*, Safran *et al.*, 2005; Binnie *et al.*, 2007; Ouimet *et al.*, 2009), y por lo tanto, relacionar cuantitativamente la topografía y las tasas de erosión.

En diversos lugares del mundo se ha observado que el k_{sn} exhibe una relación funcional monótona, positiva y medianamente no lineal con las tasas de erosión, incluso una vez que las pendientes de ladera han alcanzado su umbral máximo (*e.g.*, Safran *et al.*, 2005; Ouimet *et al.*, 2009; Kirby & Whipple, 2012). A pesar de la compresión incompleta de los procesos de incisión, existe un importante sustento empírico que muestra una relación monótona positiva entre el k_{sn} (Wobus *et al.*, 2006a) y las tasas de erosión, elevando al k_{sn} como una métrica topográfica confiable y robusta transformable a tasas de erosión en orógenos activos (DiBiase *et al.*, 2010; Kirby & Whipple, 2012). No obstante, análisis previos en los Andes de Chile central no lograron establecer una relación entre el k_{sn} y las tasas de erosión milenarias (Carretier *et al.*, 2013, 2015).

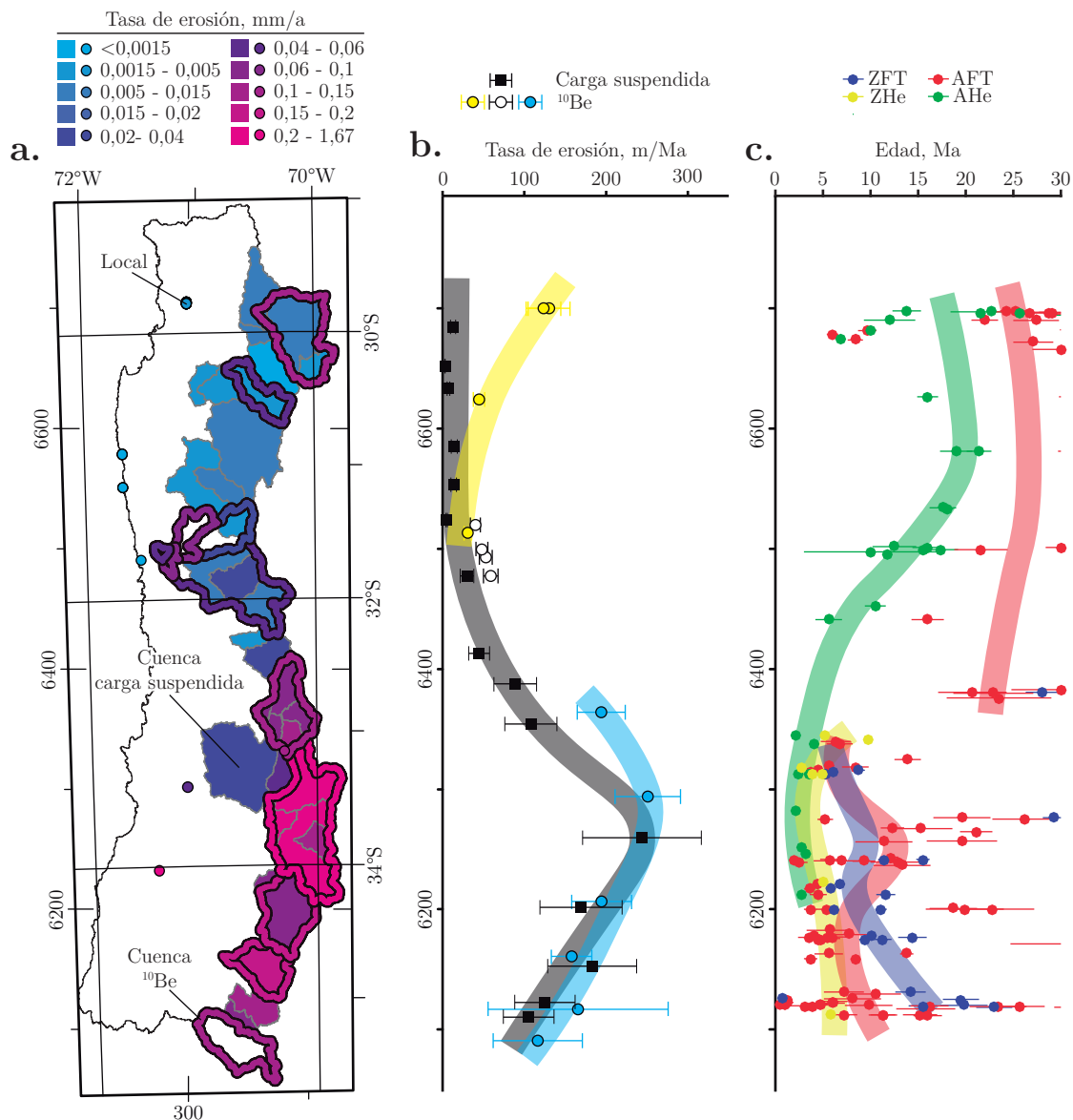


Figura 6.1: Distribución de la erosión y exhumación en los Andes de Chile central. (a) Distribución de tasas de erosión locales, calculadas en base a diversas metodologías; y en cuencas, estimadas por la carga (sedimentos) suspendida o el contenido de nucleidos cosmogénicos (¹⁰Be). (b) Variación latitudinal de las tasas de erosión decenales y milenarias a lo largo de los Andes de Chile central. (c) Variación latitudinal de las edades termocronológicas de la CP por trazas de fisión en zircón (ZFT), U-Th/He en zircón (ZHe), trazas de fisión en apatito (AFT) y U-Th/He en apatito (AHe). Fuentes: tasas de erosión de [Skewes & Holmgren \(1993\)](#); [Saillard et al. \(2009\)](#); [Pepin et al. \(2010\)](#); [Oliveros et al. \(2011\)](#); [Owen et al. \(2011\)](#); [Carretier et al. \(2013, 2014, 2018\)](#); [Rodríguez et al. \(2013\)](#); [Martinod et al. \(2016\)](#); [Vázquez et al. \(2016\)](#), y edades termocronológicas de [Cembrano et al. \(2003\)](#); [McInnes et al. \(2005\)](#); [Waite \(2005\)](#); [Fariás et al. \(2008b\)](#); [Spikings et al. \(2008\)](#); [Maksaev et al. \(2009\)](#); [Lossada et al. \(2017\)](#); [Piquer et al. \(2017\)](#); [Rodríguez et al. \(2018\)](#). Para más detalle, ver [Tabla F.2](#) y [Tabla F.3](#) del [Anexo](#).

Recalculando los promedios de k_{sn} en las subcuencas con datos de tasas erosión milenaria a lo largo de la CP (Tabla 6.1), en este trabajo se determinó que el k_{sn} y las tasas de erosión se relacionan mediante dos leyes de potencias, como sugiere la Ecuación 3.4, separadas latitudinalmente a los $\sim 32^\circ\text{S}$ (Figura 6.2 a). Ambas leyes de potencias crecen monótonicamente más allá del umbral de las pendientes observado por Carretier *et al.* (2013). Si se considera que la topografía liga los procesos erosionales (medidos por el clima) y tectónicos, entonces se observa que la topografía de la CP está respondiendo de manera organizada frente a estos forzamientos. Aunque las tasas de erosión por nucleidos cosmogénicos son válidas a escalas de algunos milenios, la coordinación alcanzada por las laderas (pendiente de ladera según Carretier *et al.*, 2013) y el gradiente de los perfiles longitudinales de los ríos (k_{sn}) en la CP sugiere que tasas de erosión, relativamente de la misma magnitud que las medidas por ^{10}Be , podrían persistir durante escalas temporales más extensas (centenas de ka? o incluso Ma?). En el extremo norte ($\sim 29^\circ\text{S}$) de los Andes de Chile central, Aguilar *et al.* (2014) muestra que las tasas de erosión a escala milenaria medidas por concentración de ^{10}Be en arena del río Huasco es similar a las medidas a escalas de 10^6 a por marcadores geomorfológicos.

Lo que hace diferentes a las dos leyes de potencias determinadas a lo largo de la CP es el gradiente de la relación cuantitativa. Mientras que los datos que definen la ley de potencias al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$ coinciden en magnitud, tendencia y forma ($k_{sn} \propto E^{0.5}$) con los aquellas obtenidas en orógenos activos (Figura 6.2 b; Ouimet *et al.*, 2009; Kirby & Whipple, 2012; Chen *et al.*, 2015) y de precipitación moderada a baja (entre $\sim 300\text{-}750$ mm/a; Whipple *et al.*, 2013). Los datos existentes al norte se desplazan hacia tasas de erosión más bajas y menor pendiente de la ley de potencias (Figura 6.2 b).

Tabla 6.1: Índices de empinamiento de canal normalizado (k_{sn}) promedio de las subcuencas de la CP con datos de tasas de erosión por ^{10}Be .

| Cuenca | Muestra* | Exutorio | | $k_{sn} \pm \sigma^\dagger$, m ^{0,9} | $E \pm \sigma^\ddagger$, m/Ma | |
|-----------|----------|----------|---------|--|--------------------------------|-----|
| | | Lat., ° | Lon., ° | | | |
| Elqui | ELK2 | -29,85 | -70,49 | 275 ± 152 | 130 ± | 26 |
| | ELK1 | -29,85 | -70,49 | 275 ± 152 | 120 ± | 21 |
| Limarí | HUR1 | -30,31 | -70,73 | 255 ± 95 | 43 ± | 7 |
| Choapa | ILL1 | -31,53 | -70,79 | 249 ± 113 | 29 ± | 4,4 |
| Aconcagua | ACO1 | -32,87 | -70,28 | 259 ± 113 | 190 ± | 29 |
| Maipo | MAI1 | -33,5 | -70,14 | 237 ± 119 | 250 ± | 40 |
| Rapel | CAC1 | -43,29 | -70,26 | 232 ± 103 | 190 ± | 37 |
| | TIN1 | -34,7 | -70,51 | 234 ± 115 | 160 ± | 25 |
| Mataquito | TEN1 | -35,09 | -70,61 | 189 ± 78 | 160 ± | 100 |
| | LON1 | -35,33 | -70,73 | 157 ± 105 | 110 ± | 55 |

* Nombre de muestras ^{10}Be según Carretier *et al.* (2013).

† Promedio de k_{sn} crudo calculado en este trabajo usando los valores de todos los puntos de los canales aguas arriba del sitio de muestreo de ^{10}Be , sin filtrar entre los segmentos localizados en el dominio fluvial de lecho rocoso de aquellos en el dominio glacial.

‡ Tasas de erosión recalculadas por Carretier *et al.* (2014) en m/Ma.

Chen *et al.* (2015) explican que el desplazamiento de la ley de potencias hacia tasas de

erosión más altas, pero manteniendo la tendencia de orógenos activos, se debe a una erosión formidable producto de las condiciones climáticas excesivamente lluviosas de Taiwan. A la inversa, se propone que el desplazamiento hacia tasas de erosión más bajas y el descenso del gradiente de la ley de potencias al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$ podría vincularse con la disminución sustantiva de la precipitación y un alzamiento de roca lento o inactivo (Figura 6.2 b).

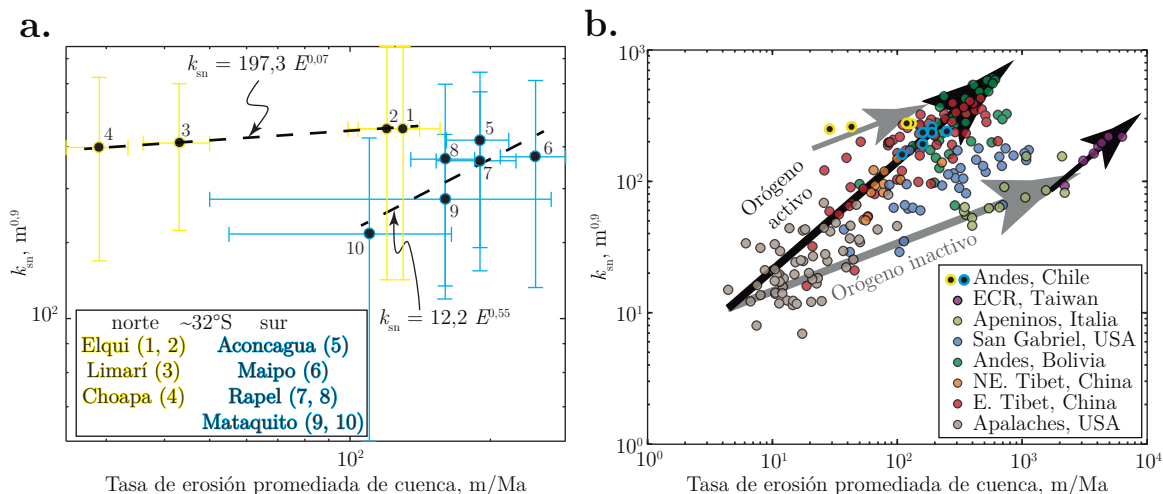


Figura 6.2: Relación cuantitativa y comparación de resultados de k_{sn} de este estudio y otras partes del mundo como función de las tasas de erosión derivadas de nucleidos cosmogénicos (^{10}Be). (a) Relaciones de ley de potencias entre los promedios de k_{sn} calculados para subcuencas de la CP con datos de tasas de erosión. Color amarillo y cian distinguen entre datos al norte y sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$. (b) Comparación entre los resultados de k_{sn} en función de las tasas de erosión de la CP de los Andes de Chile central, con respecto a diferentes lugares del mundo donde se reconoce esta relación (figura modificada de Kirby & Whipple, 2012). Siguiendo el razonamiento de Chen *et al.* (2015), flechas de color negro y gris grandes indican tendencias de datos para orógenos activos e inactivos, respectivamente. Flechas de color negro y gris pequeñas corresponden a desplazamientos de las tendencias globales producto de la escasez o exceso de erosión. Fuentes: Sierra Central oriental (ECR), Taiwan (Chen *et al.*, 2015); Apeninos, Italia (Cyr *et al.*, 2010); Montañas de San Gabriel, USA (DiBiase *et al.*, 2010); Andes, Bolivia (Safran *et al.*, 2005); Tibet nororiental, China (Harkins *et al.*, 2007); Tibet oriental, China (Ouimet *et al.*, 2009) y Apalaches, USA (Miller *et al.*, 2011, 2013). Las tasas de erosión para subcuencas de la CP se extrajeron de Carretier *et al.* (2013, 2014).

La segmentación de la relación entre la topografía y la erosión es consistente con la discusión previa que sostiene que el paisaje de la CP al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$ se encuentra en un estado transitorio (Rehak *et al.*, 2010; Aguilar *et al.*, 2011). Por otro lado, la dificultad de determinar el estado transitorio del paisaje hacia el sur, podría ser producto de que la CP se encuentra cerca de un estado estacionario topográfico en el sentido de Willett & Brandon (2002). La coordinación topográfica descrita por el k_{sn} para equilibrar la erosión y el alzamiento de roca activo, sugieren que el paisaje podría encontrarse en un estado estacionario topográfico o cercano a él.

Considerando que la tasa de alzamiento de superficie activo promedio U_{s3} es $\sim 0,1$ mm/a (Rauld, 2009; Armijo *et al.*, 2010), para el flanco occidental de la CP al oeste de la TF₄ (Figura 4.22 a). Y luego relacionando U_{s3} y la tasa de exhumación de 0,15 mm/a estimada en la CP ($\sim 33^\circ\text{S}$) durante los últimos 4,9 Ma (Skewes & Holmgren, 1993), en la Ecuación 2.1 derivada en el tiempo (Ecuación 6.1):

$$\frac{dU_s}{dt} = \frac{dU_r}{dt} - \frac{dE_r}{dt}, \quad (6.1)$$

se obtiene que la tasa de alzamiento de roca de la CP a los $\sim 33^{\circ}\text{S}$ y al oeste de la TF4 es de $\sim 0,25$ mm/a. Esta tasa de alzamiento de roca es (1) similar en magnitud a las tasas de erosión milenarias más altas medidas para las cuencas de la CP al sur de los $\sim 32^{\circ}\text{S}$ (Tabla 6.1) y cota superior, del mismo orden de magnitud, que la tasa de erosión promedio durante el Cuaternario estimada a partir de los megadeslizamientos entre los $\sim 32^{\circ}\text{S}$ y $\sim 34^{\circ}30'\text{S}$ ($0,10 \pm 0,06$ mm/a; Antinao & Gosse, 2009).

Considerando la Ecuación 3.8, la similitud entre las tasas de alzamiento de roca y de erosión a escala milenaria, y el hecho de que los ríos son condición de borde de la erosión de las laderas (e.g., Whipple, 2004), puede inferirse que la topografía de la CP, al sur de los $\sim 32^{\circ}\text{S}$, podría hallarse en un estado estacionario de equilibrio dinámico o cerca de él. Sin embargo, notar que si se consideran las tasas de alzamiento de superficie estimadas por Vargas & Rebolledo (2015), de $\sim 0,4$ mm/a, se obtiene que el alzamiento de roca sería del orden de $0,55$ mm/a, y no habría equilibrio con las tasas de erosión estimadas.

El pico en las tasas de erosión a los $\sim 33^{\circ}30'\text{S}$ parece ser consistente con estudios teóricos que predicen que la incisión de los ríos de lecho rocoso se vuelve más eficiente en climas relativamente áridos, donde la variabilidad climática lleva a la ocurrencia de grandes, pero infrecuentes, episodios de alta escorrentía (e.g., Lague *et al.*, 2005; Molnar *et al.*, 2006; DiBiase & Whipple, 2011). Mientras que el análisis de correlación de Pepin *et al.* (2010) muestra que las tasas de erosión a partir de la carga de sedimentos suspendidos no se correlaciona con la variabilidad de escorrentía diaria ni mensual. Más recientemente, Carretier *et al.* (2013) mostró que la relación entre las tasas de erosión y la escorrentía varía dramáticamente dependiendo del rango de escorrentía considerado, y que el pico de tasas de erosión de los Andes de Chile central ocurre cerca del rango de escorrentía predicho teóricamente ($\sim 200\text{-}400$ mm/a; DiBiase & Whipple, 2011). Considerando la Figura 6.3, existe gran coincidencia entre el segmento predicho como tectónicamente activo y el intervalo latitudinal transicional entre los climas árido y húmedo del localizados al norte y sur, respectivamente. Sin embargo, coincidencia espacial no implica relación causal. Más adelante se discuten posibles respuestas tectónicas impulsadas por el clima en la vertiente occidental de los Andes de Chile central.

Considerando que la variabilidad climática en los Andes de Chile central parece ser un elemento persistente en largo plazo producto de rasgos atmosféricos globales (Montgomery *et al.*, 2001; Garreaud *et al.*, 2009; Le Roux, 2012; Villagrán, 2018), se podría inferir que el lugar donde la erosión y el alzamiento de roca se focalizan, también permanezca relativamente estático (Farías, 2007). Si la región de máxima erosión/alzamiento de roca persiste en estado estacionario y relativamente fija en el espacio a escala de millones de años, debería llevar a la generación de una zona de mayor exhumación y la concentración de las edades de exhumación más jóvenes que las áreas vecinas en coincidencia con la región de mayor altura topográfica. Esta implicancia es consistente con los datos termocronológicos disponibles en la CP y al análisis geomorfológico realizado. Se reconoce un núcleo de edades más jóvenes justo en torno a la latitud en donde las tasas de erosión milenarias y alzamiento de roca inferido son máximos ($\sim 32^{\circ}30'\text{-}34^{\circ}30'\text{S}$ S; Figura 4.22 a y b; Figura 4.15). De forma consistente con la discusión previa, recientemente Stalder *et al.* (2017, 2018) mediante termocronología, interpretan que la CP en torno a los $\sim 33^{\circ}30'\text{S}$ presenta un punto caliente (*hotspot*) de erosión/exhumación, el cual habría comenzado a desarrollarse a partir del Plioceno Tardío producto de la intensificación de las glaciaciones.

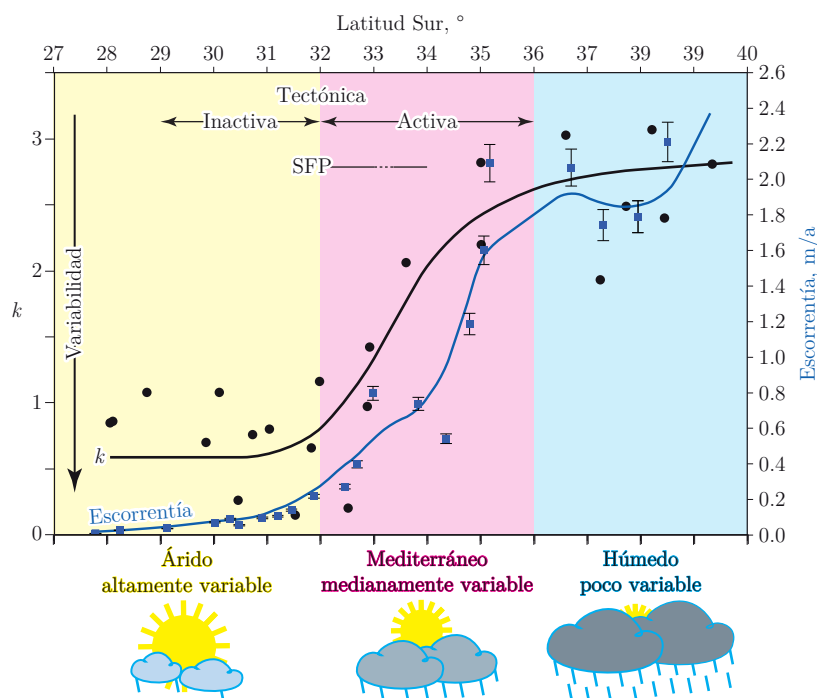


Figura 6.3: Variación latitudinal de la escorrentía anual (cuadrados y línea azul) y el factor de variabilidad en la escorrentía diaria k (círculos y línea negra). Los datos de escorrentía corresponden al promedio anual de los valores de escorrentía diaria divididos por el área de la cuenca aguas arriba (Fuente [Pepin et al., 2010](#)). El factor k (definido por [Lague et al., 2005](#)) y calculado en los Andes chilenos por [Carretier et al. \(2013\)](#), es inversamente proporcional a la variabilidad en la escorrentía. Para más detalle sobre el factor y su significado, ver [Carretier et al. \(2013\)](#). Notar como la transición entre un clima árido de alta variabilidad ($k < 1$) ubicado al norte y el clima húmedo de poca variabilidad ($k > 2,5$) coincide con el segmento orogénico tectónicamente activo, ubicado en el centro bajo un clima mediterráneo medianamente variable.

[Carretier et al. \(2014\)](#) analizaron y descartaron la hipótesis de que los Andes chilenos (27°-38°S) hubiesen alcanzado un estado estacionario al considerar que todo el segmento debe encontrarse en la misma condición. En este análisis y mediante una serie de aproximaciones se reconoce que los ~32°S corresponde a una latitud limítrofe entre un flanco orogénico inactivo y activo, al norte y sur, respectivamente. De esta forma, no hay contradicción en que el segmento al sur de los ~32°S haya alcanzado el equilibrio dinámico, con tasas de erosión que deberían reflejar las variaciones espaciales en las tasas de alzamiento de roca. Así, el incremento del (1) espesor cortical (ver perfil de [Farías, 2007](#)), (2) la elevación topográfica, esta última mostrando un pico a los ~33°S ([Figura 4.14](#)), (3) el acortamiento Neógeno-Cuaternario (*e.g.*, [Giambiagi et al., 2012](#)) que parece vincularse con las rotaciones paleomagnéticas ([Arriagada et al., 2013](#)), son consistentes con un incremento solidario de sur a norte (hasta los ~32°S) de las tasas de alzamiento de roca y de erosión. En tanto que, el segmento al norte de los ~32°S, se presenta un paisaje en estado transitorio que preserva una topografía ajustada a tasas de alzamiento de roca pasadas, en desequilibrio con las tasas que actualmente serían muy lentas o inactivas. Asimismo, sus tasas de erosión reflejarían esta condición transitoria, en vías de ajustarse a un estado de equilibrio en un ambiente demasiado árido para alcanzarlo.

La discusión anterior respalda la idea que la fijación espacial y persistencia temporal del foco de máxima erosión entre los ~32°30'S y ~34°30'S, parece ser la causa primera impulsora de la tectónica activa en el segmento. Aunque probar la dirección de causalidad entre el clima y

la tectónica puede llevar a razonamientos circulares, se hipotetiza que la continua pérdida de peso de la CP asociada con la erosión fluvial/glacial, maximizada últimamente por la variabilidad climática, podría ser el factor responsable de mantener activa la tectónica (*i.e.*, alzamiento de roca/superficie activo) en la CP al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$.

6.2. Modelo geomorfológico

La coincidencia espacial entre: (1) el pico en la elevación máxima y promedio de la CP a los $\sim 33^\circ\text{S}$ y el posterior descenso hacia el sur (Figura 4.14); (2) la zona de alto relieve local y pendientes al este de TF₄ (Figura 4.1); (3) la tectónica activa asociada al SFP; (4) los abundantes depósitos de megadeslizamientos en la CP (Antinao & Gosse, 2009; Moreiras & Sepúlveda, 2014); (5) la sismicidad activa bajo la CP al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$ (Barrientos *et al.*, 2004); (6) el pico en las tasas de erosión (Carretier *et al.*, 2013); y (7) las edades de exhumación más jóvenes en los Andes de Chile central (ver Figura 4.15, para referencias) es, sin duda, sorprendente. Alrededor del mundo, coincidencias similares generalmente se interpretan como casos en donde la erosión (mediada últimamente por el clima) impulsa procesos tectónicos en los sistemas orogénicos al cambiar su estado de estrés (*e.g.*, Dadson *et al.*, 2003; Wobus *et al.*, 2003, 2005, 2006b; Burbank *et al.*, 2003; Koons *et al.*, 2013; Whipple & Gasparini, 2014). Aunque el rol de la erosión en la dinámica de la construcción de montañas es ampliamente reconocida en modelación (Beaumont *et al.*, 1992; Willett *et al.*, 1993; Willett, 1999; Whipple & Meade, 2006), discriminarlo en cadenas montañosas reales es complejo (Willett *et al.*, 2006; Berger *et al.*, 2008; Whipple, 2009).

Como sintetiza Whipple (2009), las respuestas tectónicas simultáneas de un sistema orogénico frente al incremento de la eficiencia erosiva son: (1) el retroceso del frente de deformación, (2) concentración del *strain* en las regiones internas, (3) una disminución del relieve, (4) un incremento en las tasas de alzamiento, (5) rebote isostático del antepaís y (6) incremento temporal del flujo de sedimentos hacia las cuencas adyacentes. Los Andes de Chile central, al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$, exhibe varias características correlacionables con algunas de las respuestas esperadas cuando el flujo acrecionario de la cuña orógena (F_A) es superado por el flujo erosional (F_E).

- **Retroceso del frente de deformación:** al sur de los $\sim 32^\circ 30'\text{S}$, surge la DC generando un desfase espacial entre la TF₂ y el frente de deformación activo de la CP localizado más al este (SFP; Figura 4.22 a). Este desfase espacial se interpreta como el retroceso del frente de deformación de la CP, el que inicialmente se habría extendido a lo largo del eje central de la DC como indican Rodríguez *et al.* (2012).
- **Concentración de *strain* en las regiones internas:** al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$, el acortamiento y la deformación de piel fina y gruesa en las denominadas fajas plegadas y corridas de la Ramada, Aconcagua y Malargüe (Cristallini & Ramos, 2000; Giambiagi, 2003; Giambiagi *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2004; Giambiagi *et al.*, 2012), así como la sismicidad cortical activa bajo la CP (Barrientos *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2004; Farías, 2007; Barrientos, 2007), podría responder al efecto de acumulación de *strain* al interior del orógeno.
- **Disminución del relieve:** después del pico de elevación máxima y promedio a los $\sim 33^\circ\text{S}$, la elevación topográfica de los Andes de Chile central cae paulatinamente hacia

el sur, y junto con ella, el relieve topográfico. Este hecho se interpreta como producto del estrechamiento de la cuña orogénica (*e.g.*, Stolar *et al.*, 2006; Whipple & Meade, 2006; Willett *et al.*, 2006; Whipple, 2009).

- **Rebote isostático del antepaís:** en este caso el antepaís del sistema orogénico de la CP corresponde a la CC. En la sección 4.2.1.2 **Precipitación** se discutió que el pico de elevación de la CC a los $\sim 33^\circ\text{S}$ no es generado por un rebote isostático producto de su propia erosión. Aquí, se interpreta que el aumento de la elevación topográfica, pendiente y relieve local de la CC entre los $\sim 32^\circ\text{S}$ y $\sim 35^\circ\text{S}$ es producto del retroceso del frente de deformación, el consiguiente estrechamiento de la cuña orogénica de la CP y la pérdida de peso sobre el antepaís.

Considerando que el análisis presentado en esta tesis respalda el modelo propuesto por Armijo *et al.* (2010), el alzamiento de superficie y roca principal de la CP en los Andes de Chile central habría estado controlado por la actividad de las fallas localizadas a la largo de la TF₂ (Figura 6.4). Por un lado, al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$, la activación de las fallas que bisecan la DC (*e.g.*, Falla Infiernillo) y el consiguiente alzamiento de superficie, detonó la erosión de las rocas comprendidas entre la TF₂ y el SFP durante el Mioceno Temprano (23-18 Ma; Rodríguez *et al.*, 2012). Posteriormente, el retroceso del frente de deformación desde las fallas en la TF₂ hacia el SFP (Figura 6.4) y zonas interiores de la CP podría haber ocurrido de forma casi contemporánea (18 Ma al Plioceno temprano). Por su parte, al norte de los $\sim 32^\circ\text{S}$, el frente orogénico habría tenido actividad hasta el Mioceno Temprano a Medio (22-14 Ma; Aguilar *et al.*, 2013; Lossada *et al.*, 2017; Rodríguez *et al.*, 2018). Entonces, la migración de la deformación hacia las regiones interiores de la cuña orogénica al sur, así como el cese de la actividad hacia el norte, parecen haber sido concomitantes con el establecimiento del gradiente climático característico de los Andes de Chile central durante el Mioceno Medio (ver Le Roux, 2012 y Villagrán, 2018, para una síntesis). Aunque la contemporaneidad no es sinónimo de causalidad, diversos datos geológicos presentados y discutidos son compatibles con esta hipótesis.

En resumen, la integración de análisis: (1) topográfico cuantitativo a gran escala de la elevación, pendiente, relieve local, k_{sn} y χ en los Andes de Chile central; (2) geomorfológico cualitativo a semicuantitativo de la zona transicional entre la CC y CP (32° - 33°S); con los datos disponibles relacionados con clima, erosión, alzamiento de roca y termocronología, permite sostener la hipótesis de que la tectónica activa, así como las variaciones morfológicas latitudinales de la CP y la CC al sur de los $\sim 32^\circ\text{S}$ pueden ser producto de la variabilidad climática presente y persistente en Chile central. Así, en última instancia la pico de erosión, mediada últimamente por el clima y su variabilidad, parecen ser la causa primaria de las diferencias latitudinales en una gran diversidad de aspectos geológicos peculiares de los Andes de Chile central.

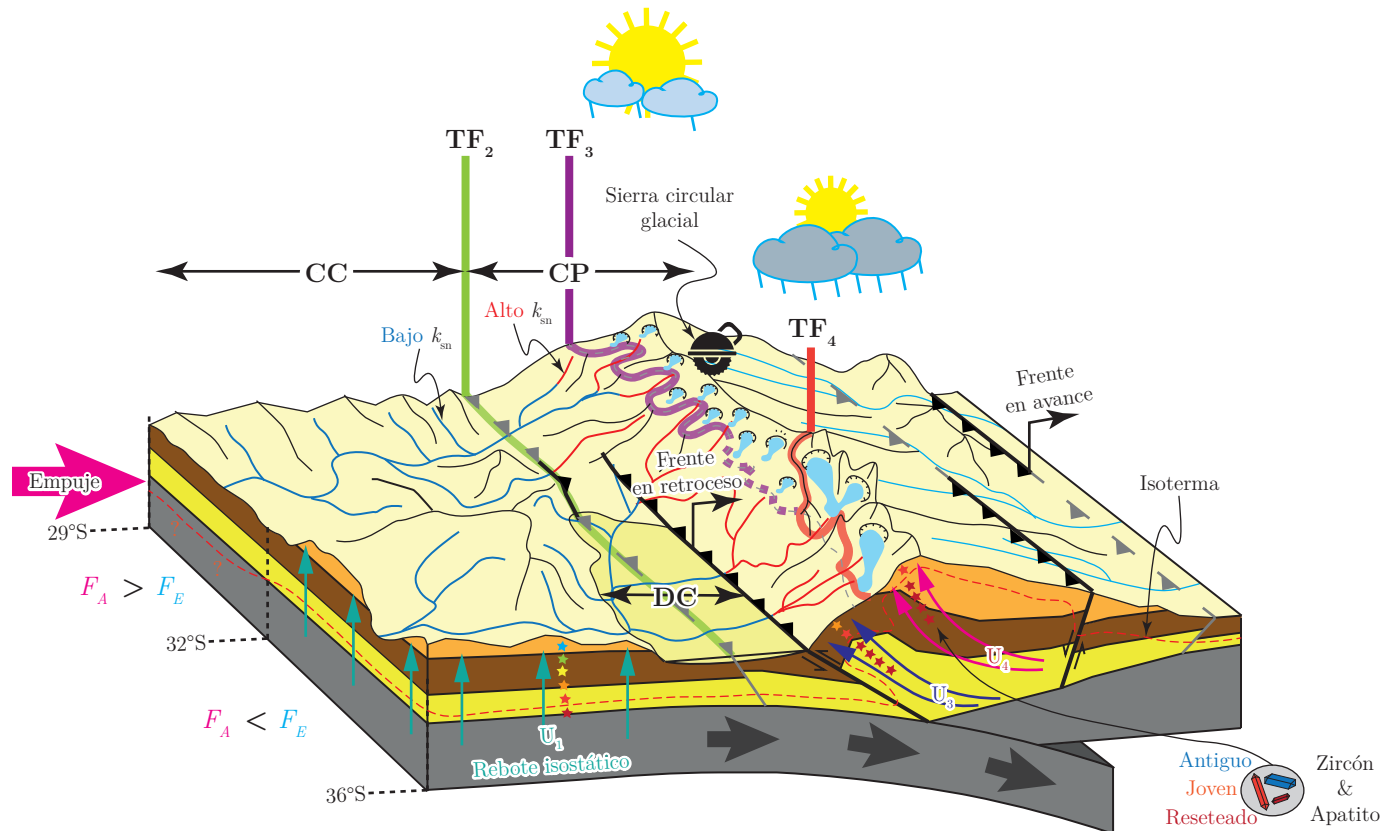


Figura 6.4: Modelo geomorfológico conceptual de cuña bivergente de los Andes de Chile y Argentina centrales, enfocado en la vertiente occidental. En él se integran los principales características encontradas y discutidas en esta tesis. Se representan los dos dominios tectónicos detectados al norte y sur de los $\sim 32^{\circ}\text{S}$. Al norte, el flanco occidental del orógeno preserva un estadio constructivo pasado donde el frente montañoso avanzó sobre el antepaís (CC) debido a que el flujo acrecionario (F_A) superó al flujo erosional (F_E). Al sur, el orógeno sufrió un estadio destructivo en donde el frente montañoso retrocedió hacia el interior del mismo, activándose el SFP y abandonándose el sistema de fallas localizado a lo largo de la TF₂, producto de la relación $F_A < F_E$. El segmento de clima mediterráneo medianamente variable es coincidente con el retroceso del frente montañoso, el rebote isostático de la CC, las edades de exhumación muy joven al este de TF₄, y jóvenes entre la TF₃ y TF₄, y que en conjunto con los rasgos morfológicos distintivos de ambos dominios reflejan diferencias en las tasas de alzamiento de roca activo. Particularmente, al este de la TF₄ la erosión glacial incrementó el relieve topográfico posiblemente debido al dramático aumento del tamaño de los glaciales.

Conclusiones

En base a combinación de análisis remotos a diferentes escalas espaciales, observaciones de terreno en lugares específicos en el segmento central (32° - 32° S), y la integración de diferentes datos geológicos disponibles se determinó que los procesos tectónicos y erosionales han actuado en la estructuración y configuración morfológica actual de los Andes de Chile central. Tanto a lo largo como a lo ancho, los Andes de Chile central exhibe variaciones topográficas que determinan la existencia de diferentes dominios morfológicos limitados por transiciones fisiográficas. Por su relación directa con la CP, se analizaron las transiciones fisiográficas: TF₂, TF₃ y TF₄. Todas estas transiciones se reflejan en mayor o menor medida en los patrones espaciales de elevación topográfica, pendientes, relieve local y k_{sn} .

La TF₂ biseca los Andes de Chile central separando la CC de la CP. La TF₃ se localiza al interior de la CP siguiendo aproximadamente la cota de los 3000 m s.n.m. La TF₄ separa paisajes dramáticamente diferentes al interior de la CP al sur de los $\sim 32^{\circ}30'S$.

Se modelaron conceptualmente los patrones de k_{sn} esperados en los perfiles longitudinales de los ríos frente al alzamiento de roca generalizado y diferencial de la CC y CP, mediante un pulso permanente o esporádico en el tiempo. A partir de ello se mostró que la TF₂ es producto de un evento de alzamiento de roca diferencial de la CP sobre la CC, mientras que la TF₃, aunque debe su origen a este estímulo tectónico, su modelado posterior incluye procesos erosivos glaciales.

Los patrones de k_{sn} y la posición de los *knickpoints* principales en las redes de drenaje al norte de los $\sim 32^{\circ}$ S, permiten afirmar que la TF₃ corresponde a una onda de erosión transitoria propagada aguas arriba, siguiendo la dinámica establecida por el modelo *stream-power*. Esta respuesta transitoria habría migrado desde su posición inicial sobre la TF₂ debido a un evento de alzamiento de roca/superficie, de naturaleza esporádica de la CP, durante el Mioceno Temprano a Medio. El alzamiento de roca estimado a partir de los perfiles de río a los $\sim 30^{\circ}$ S ($\sim 1,7$ km) es consistente con la magnitud del último episodio de exhumación de la CP a los $\sim 30^{\circ}$ S. La continuidad con que se expresa la TF₃ a través del paisaje de la CP al norte de los $\sim 32^{\circ}30'S$ y parcialmente hasta los $\sim 34^{\circ}$ S, podría ser producto del efecto de largo plazo de la sierra circular glacial durante las glaciaciones Pleistocenas. Lo que permite establecer que la TF₃ tiene un origen tectónico y no netamente glacial es la existencia de un patrón de alto k_{sn} inmediatamente aguas abajo la misma, donde los procesos glaciales no han tenido influencia.

La TF₂ corresponde a la expresión superficial de un elemento de discontinuidad estructural de primer orden de la corteza continental. Posee >600 km de largo e incluye una serie de fallas inversas vergentes al oeste que se extienden bisecando los Andes de Chile central. Mientras que al norte de los $\sim 32^{\circ}$ S, las fallas a lo largo de la TF₂ habrían estado activas durante el Mioceno Temprano a Medio, la deformación tectónica actualmente parece ser muy lenta o inactiva.

Inmediatamente al sur ($\sim 32^{\circ}20'S$) se infiere la FCLM a partir de las diferencias dramáticas de k_{sn} en los perfiles de río al cruzar la TF₂. Más al sur, la TF₂ se extiende bisecando la DC, donde no existen evidencias de actividad reciente. La deformación tectónica en este segmento se localiza $\sim 10-20$ km al este, a lo largo del SFP. La existencia de la TF₂ y su coincidencia parcial con diferentes fallas regionales discontinuas sugiere la existencia de numerosas fallas aún no mapeadas y respalda la hipótesis que el WAT se extiende bisecando los Andes de Chile central.

La TF₄ corresponde a un límite tectónico que separa la zona interna de la CP al sur de los $\sim 32^{\circ}S$, en donde el alzamiento de roca activo sería el más elevado en los Andes de Chile central. Esta tasa de alzamiento de roca activo habría inhibido la efectividad de la sierra circular glacial generando, por el contrario, un paisaje de alto relieve topográfico.

El análisis geomorfológico detallado del Cuadrángulo Putaendo muestra que existen diversas evidencias de deformación cuaternaria a lo largo del SFP. Por un lado, se reconocieron seis fallas potencialmente activas, de norte a sur: Falla Camino del Inca (FCI), Falla Los Sapos (FLS), Falla Los Quemados (FLQ), Falla Jahuel (FJ), Falla Cariño Botado (FCB) y Falla San Francisco (FSF). Con excepción de la FLS y FCB, por primera vez se caracterizó la deformación cuaternaria asociada al resto de las fallas. Mayoritariamente se trata de fallas inversas que generan escarpes contra y a favor de la pendiente, áreas deposicionales planas y anomalías de los perfiles longitudinales de los ríos. Por otra parte, la FCI presenta una cinemática de tipo oblicua, cuyas componentes principal y secundaria tienen sentido dextral e inverso vergente al oeste, respectivamente. Por otro lado, la abundancia de depósitos de megadeslizamiento y su distribución espacial heterogénea, son consistentes con el efecto del bloque colgante en donde la CP, al este del SFP, corresponde al bloque colgante que cabalga sobre las unidades localizadas más al oeste. Existe la posibilidad que las magnitudes estimadas para terremotos corticales a lo largo de la FCB y la FSR, solo sean una cota inferior de los terremotos posibles a lo largo del SFP. La similitud de las características de las fallas potencialmente activas detectadas en el Cuadrángulo Putaendo y la FSR, permiten sostener que el SFP es un sistema de fallas activo a escala del Cuaternario. Además, existe la posibilidad de que la deformación asociada a los diferentes segmentos de falla en el SFP, así como los abundantes depósitos de megadeslizamientos, podrían haberse generado de manera simultánea durante grandes y complejos terremotos corticales.

Diversas diferencias morfológicas latitudinales de gran escala al interior de la CC y CP respaldan la que ambas cordilleras evolucionaron de manera diferenciada al norte y sur de los $\sim 32^{\circ}S$, con posterioridad al evento de alzamiento que originó la TF₂ a partir del Mioceno Temprano. Al norte, (1) la interpretación de la TF₃ como una onda de erosión transitoria potenciada por la erosión glacial y (2) la generación del MHg producto de la sierra circular glacial inmediatamente debajo de la pELA, son consistentes con la ley de potencia obtenida entre las tasas de erosión y el k_{sn} para un orógeno (tectónicamente) inactivo. En tanto, hacia el sur, el alzamiento de roca activo de la CP es constatado directamente a través de fallamientos inversos a lo largo del SFP, los picos en las elevaciones máximas de la CC y CP a los $\sim 33^{\circ}S$, el aumento de la pendiente y relieve local, las máximas tasas de erosión decenales/milenarias de los Andes chilenos y la concentración de edades de exhumación jóvenes en la CP. Todas estas coincidencias espaciales son consistentes con la ley de potencia que siguen varios orógenos (tectónicamente) activos alrededor del mundo. Así, la dificultad de detectar respuestas transitorias de gran escala al sur de los $\sim 32^{\circ}S$ y la comparación entre las tasas de alzamiento U_4 y las tasas de erosión en la CP, se infiere que el paisaje en este

segmento se encontraría cerca del equilibrio dinámico o estado estacionario topográfico.

Aunque en esta tesis se profundizó sobre impronta geomorfológica del WAT en la vertiente occidental de los Andes de Chile central, se propone un modelo geomorfológico conceptual de cuña bivergente que debe considerar la vergencia este ampliamente descrita en la vertiente oriental de los Andes entre los 29°-30°S. Este modelo geomorfológico conceptual integra y explica parte de las anomalías topográficas detectadas en los Andes de Chile central. En el modelo, la subducción de la CC bajo la CP habría dado origen a la cuña orogénica de la CP, y junto con ello el surgimiento de la TF₂ y la TF₃ a comienzos de Neógeno. Posteriormente, la instalación del gradiente climático y la consiguiente variabilidad climática persistente a partir del Mioceno Medio, habría conducido a diferenciar la evolución de los segmentos al norte y sur de los ~32°S. Particularmente, el retroceso del frente de deformación desde la TF₂ hacia el SFP, la concentración del *strain* en las regiones interiores de la CP, la disminución del relieve topográfico al sur de los ~33°y el rebote isostático del antepaís representado por la CC a lo largo del mismo segmento, corresponden a cuatro de seis respuestas esperadas cuando la dinámica de un orógeno es modificada a causa del incremento en la erosión. Así, la variabilidad del clima mediterráneo de Chile central (~32°-36°S) parece ser un factor genético de las diversas anomalías geológicas del segmento. En particular, es factible que la persistencia de la actividad tectónica en al sur de los ~32°S sea producto de una retroalimentación positiva entre el la erosión y la tectónica.

Bibliografía

- ABRAHAM, E. M.; GARLEFF, K.; LIEBRICH, H.; REGAIRAZ, A. C.; SCHÄBITZ, F.; SQUEO, F. A.; STINGL, H.; VEIT, H. & VILLAGRÁN, C. (2000). «Geomorphology and paleoecology of the arid diagonal in Southern South America». *Zeitschrift für angewandte Geologie: Sonderheft SH 1*, 55–61. ISSN 0044-2259. url: <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsid=19065286>.
- ABRAHAMSON, N. A. & SOMERVILLE, P. G. (1996). «Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake». *Bulletin of the Seismological Society of America* 86(1 SUPPL. B), 93–99. ISSN 00371106. doi: [10.1143/JJAP.44.L334](https://doi.org/10.1143/JJAP.44.L334).
- AGUILAR, G.; CARRETIER, S.; REGARD, V.; VASSALLO, R.; RIQUELME, R. & MARTINOD, J. (2014). «Grain size-dependent ^{10}Be concentrations in alluvial stream sediment of the Huasco Valley, a semi-arid Andes region». *Quaternary Geochronology* 19, 163–172. ISSN 18711014. doi: [10.1016/j.quageo.2013.01.011](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.011).
- AGUILAR, G.; RIQUELME, R.; MARTINOD, J. & DARROZES, J. (2013). «Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los andes semiáridos chilenos entre los 27–32°S». *Andean Geology* 40(1), 79–101. ISSN 07187092. doi: [10.5027/andgeoV40n1-a04](https://doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a04).
- AGUILAR, G.; RIQUELME, R.; MARTINOD, J.; DARROZES, J. & MAIRE, E. (2011). «Variability in erosion rates related to the state of landscape transience in the semi-arid Chilean Andes». *Earth Surface Processes and Landforms* 36(13), 1736–1748. ISSN 01979337. doi: [10.1002/esp.2194](https://doi.org/10.1002/esp.2194).
- AGUILAR, G. A. (2010). *Érosion et transport de matière sur le versant occidental des Andes semiarides du Nord du Chili (27-32°S): d'une approche à grande échelle temporelle et spatiale, jusqu'à l'évolution quaternaire d'un système fluvial*. Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre. Toulouse, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, Ecole Doctorale Sciences de l'Univers, de l'environnement et de l'espace. 204 pp. url: <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00546459>.
- AGUIRRE, L. (1960). «Geología de los Andes de Chile central, provincia de Aconcagua». Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín N° 9*. 70 pp. Santiago, Chile.
- AHNERT, F. (1970). «Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins». *American Journal of Science* 268(3), 243–263. ISSN 0002-9599. doi: [10.2475/ajs.268.3.243](https://doi.org/10.2475/ajs.268.3.243).
- AHNERT, F. (1984). «Local relief and the height limits of mountain ranges.» *American Journal of Science* 284(9), 1035–1055. ISSN 00029599. doi: [10.2475/ajs.284.9.1035](https://doi.org/10.2475/ajs.284.9.1035).
- AL-FARRAJ, A. & HARVEY, A. M. (2005). «Morphometry and depositional style of Late Pleistocene alluvial fans: Wadi Al-Bih, northern UAE and Oman». En: *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics* (HARVEY, A. M.; MATHER, A. E. & STOKES, M., eds.), Geological Society, London, Special Publications, 251. London: The Geological Society of London 85–94. doi: [10.1144/gsl.sp.2005.251.01.07](https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2005.251.01.07).
- ALLEN, P. A. (2008). «From landscapes into geological history». *Nature* 451(7176), 274–276. ISSN 14764687. doi: [10.1038/nature06586](https://doi.org/10.1038/nature06586).
- ALVARADO, P.; BECK, S. & ZANDT, G. (2007). «Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modelling». *Geophysical Journal International* 170(2), 858–875. ISSN 0956540X. doi: [10.1111/j.1365-246X.2007.03452.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03452.x).
- ANDERSON, M.; ALVARADO, P.; ZANDT, G. & BECK, S. (2007). «Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina». *Geophysical Journal International* 171(1), 419–434. ISSN 0956540X. doi: [10.1111/j.1365-246X.2007.03483.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03483.x).
- ANTINAO, J. L. & GOSSE, J. (2009). «Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution». *Geomorphology* 104(3-4), 117–133. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2008.08.008](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.008).
- ARANCIBIA, G. (2004). «Mid-cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S)». *Journal of South American Earth Sciences* 17(3), 209–226.

- ISSN 08959811. doi: [10.1016/j.jsames.2004.06.001](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.001).
- ARANEDA, M.; AVEDAÑO, M. & MERLO, C. (2000). «Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, Etapa III Final». En: *IX Congreso Geológico Chileno*, 2 404–408. Puerto Varas, Chile.
- ARIAS-ARÁNGUIZ, L. (2019). *La Formación Las Chilcas en el valle del Estero Los Ángeles (32°31'S), Chile Central: evolución sedimentaria y estratigrafía e implicancias paleogeográficas durante el Cretácico*. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 243 pp.
- ARIAS-ARÁNGUIZ, L.; PINTO, L.; ESTAY, J.; BOYCE, D. & MACHUCA, C. (2018). «Alzamiento cenozoico del borde occidental de la Cordillera Principal en el sector de Las Minillas: aproximación desde la estratigrafía y deformación de unidades cretácicas». En: *XV Congreso Geológico Chileno*, 1(ESEG-1), 1 pp. Concepción, Chile.
- ARMESTO, J. J.; ARROYO, M. T. K. & HINOJOSA, L. F. (2007). «The Mediterranean environment of central Chile». En: *The physical geography of South America* (VEBLEN, T. T.; YOUNG, K. R. & ORME, A. R., eds.), cap. 11. New York: Oxford University Press 184–199. ISBN 978-0-19-531341-3.
- ARMIJO, R.; RAULD, R.; THIELE, R.; VARGAS, G.; CAMPOS, J.; LACASSIN, R. & KAUSEL, E. (2010). «The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile». *Tectonics* 29(2), TC2007. ISSN 02787407. doi: [10.1029/2008TC002427](https://doi.org/10.1029/2008TC002427).
- ARON, F.; ALLMENDINGER, R. W.; CEMBRANO, J.; GONZÁLEZ, G. & YÁÑEZ, G. (2013). «Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118(2), 724–739. ISSN 21699356. doi: [10.1029/2012JB009339](https://doi.org/10.1029/2012JB009339).
- ARON, F.; CEMBRANO, J.; ASTUDILLO, F.; ALLMENDINGER, R. W. & ARANCIBIA, G. (2015). «Constructing forearc architecture over megathrust seismic cycles: Geological snapshots from the Maule earthquake region, Chile». *Geological Society of America Bulletin* 127(3-4), 464–479. ISSN 0016-7606. doi: [10.1130/B31125.1](https://doi.org/10.1130/B31125.1).
- ARRIAGADA, C.; FERRANDO, R.; CÓRDOVA, L.; MORATA, D. & ROPERCH, P. (2013). «The Maipo Orocline: A first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes César». *Andean Geology* 40(3), 419–437. ISSN 0718-7106. doi: [10.5027/andgeoV40n3-a02](https://doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a02).
- ARRIAGADA, C.; ROPERCH, P.; MPODOZIS, C. & COBBOLD, P. R. (2008). «Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view». *Tectonics* 27(6), n/a–n/a. ISSN 02787407. doi: [10.1029/2008TC002269](https://doi.org/10.1029/2008TC002269).
- AVILÉS, J. E. (2016). *Estratigrafía y sedimentología de registros marinos de las bahías de Tongoy y Guanaqueros (~30°S), y sus implicancias paleohidrológicas*. Memoria de Título. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 137 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/143344>.
- BAEZA, O. (1999). *Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana*. Memoria de Título (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 120 pp.
- BALLIVIÁN, O.; BLES, J. L. & SERVANT, M. (1978). «El Plio-Cuaternario en la región de La Paz (Andes Orientales, Bolivia)». *Cahiers ORSTOM. Série Géologie* 10(1), 101–113.
- BANGS, N. L. & CANDE, S. C. (1997). «Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin». *Tectonics* 16(3), 489–503. ISSN 02787407. doi: [10.1029/97TC00494](https://doi.org/10.1029/97TC00494).
- BARAZANGI, M. & ISACKS, B. L. (1976). «Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America». *Geology* 4(11), 686–692. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/0091-7613\(1976\)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2).
- BARRIENTOS, S.; VERA, E.; ALVARADO, P. & MONFRET, T. (2004). «Crustal seismicity in central Chile». *Journal of South American Earth Sciences* 16(8), 759–768. ISSN 08959811. doi: [10.1016/j.jsames.2003.12.001](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.12.001).
- BARRIENTOS, S. E. (2007). «Earthquakes in Chile». En: *The Geology of Chile* (MORENO, T. & GIBBONS, W., eds.), Geological Society Special Publication. London, UK: Geological Society of London 263–287. doi: [10.1144/GOCH.10](https://doi.org/10.1144/GOCH.10).
- BATES, R. L. & JACKSON, J. A. (1987). *Glossary of Geology*. Alexandria, Virginia: American Geological Institute, 3rd ed., 788 pp.
- BAULIG, H. (1926). «Sur une méthode altimétrique d'analyse morphologique appliquée à la Bretagne péninsulaire». *Bulletin de l'Association de géographes français* 3(10), 7–9. ISSN 0004-5322. doi: [10.3406/bagf.1926.8307](https://doi.org/10.3406/bagf.1926.8307).

- BEAUMONT, C.; FULLSACK, P. & HAMILTON, J. (1992). «Erosional control of active compressional orogens». En: *Thrust Tectonics*. Dordrecht: Springer Netherlands 1–18. ISBN 978-94-011-3066-0. doi: [10.1007/978-94-011-3066-0_1](https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_1).
- BEAUMONT, C.; JAMIESON, R. A.; NGUYEN, M. H. & LEE, B. (2001). «Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation». *Nature* 414(6865), 738–742. ISSN 00280836. doi: [10.1038/414738a](https://doi.org/10.1038/414738a).
- BECK, M. E. (1999). «Jurassic and Cretaceous apparent polar wander relative to South America: Some tectonic implications». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104(B3), 5063–5067. ISSN 01480227. doi: [10.1029/98JB02839](https://doi.org/10.1029/98JB02839).
- BEDROSSIAN, T. L.; ROFFERS, P. D.; HAYHURST, C. A.; LANCASTER, J. T.; SHORT, W. R.; MCCREA, S.; WANISH, B.; THOMPSON, J.; CARNEY, A.; MYERS, M. A. & UTLEY, S. (2012). «Geologic compilation of Quaternary surficial deposits in southern California». California Geological Survey, *CGS Special Report 217 (REVISED)*. 20 pp. url: http://www.conservation.ca.gov/cgs/fwgp/Documents/CGS_{ }Special_{ }Report_{ }217_{ }REVISED.pdf.
- BERGER, A. L.; GULICK, S. P.; SPOTILA, J. A.; UPTON, P.; JAEGER, J. M.; CHAPMAN, J. B.; WORTHINGTON, L. A.; PAVLIS, T. L.; RIDGWAY, K. D.; WILLEMS, B. A. & MCALEER, R. J. (2008). «Quaternary tectonic response to intensified glacial erosion in an orogenic wedge». *Nature Geoscience* 1(11), 793–799. ISSN 17520894. doi: [10.1038/ngeo334](https://doi.org/10.1038/ngeo334).
- BERLIN, M. M. & ANDERSON, R. S. (2007). «Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112(3), 1–16. ISSN 21699011. doi: [10.1029/2006JF000553](https://doi.org/10.1029/2006JF000553).
- BILHAM, R. (2009). «The seismic future of cities». *Bulletin of Earthquake Engineering* 7(4), 839–887. ISSN 1570-761X. doi: [10.1007/s10518-009-9147-0](https://doi.org/10.1007/s10518-009-9147-0).
- BINNIE, S. A.; PHILLIPS, W. M.; SUMMERFIELD, M. A. & FIFIELD, L. K. (2007). «Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range». *Geology* 35(8), 743–746. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/G23641A.1](https://doi.org/10.1130/G23641A.1).
- BISSIG, T.; CLARK, A. H.; LEE, J. K. W. & HODGSON, C. J. (2002). «Miocene Landscape Evolution and Geomorphologic Controls on Epithermal Processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile and Argentina». *Economic Geology* 97(5), 971–996. ISSN 0361-0128. doi: [10.2113/gsecongeo.97.5.971](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.5.971).
- BLENDER FOUNDATION (2018). Blender. Amsterdam, Netherlands. url: <https://www.blender.org/>.
- BOYCE, D. (2015). *Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el cretácico medio - tardío: El registro estructural y sedimentario en la formación Las Chilcas*. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 296 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/136442>.
- BRENNING, A. (2005). *Climatic and geomorphological controls of rock glaciers in the Andes of Central Chile: Combining statistical modelling and field mapping*. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium. Berlin, Humboldt-Universität zu Berlin, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät II. 153 pp.
- BROCKLEHURST, S. H. & WHIPPLE, K. X. (2002). «Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California». *Geomorphology* 42(1-2), 1–24. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/S0169-555X\(01\)00069-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00069-1).
- BROCKLEHURST, S. H. & WHIPPLE, K. X. (2004). «Hypsometry of glaciated landscapes». *Earth Surface Processes and Landforms* 29(7), 907–926. ISSN 01979337. doi: [10.1002/esp.1083](https://doi.org/10.1002/esp.1083).
- BROCKLEHURST, S. H. & WHIPPLE, K. X. (2007). «Response of glacial landscapes to spatial variations in rock uplift rate». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112(2), 1–18. ISSN 21699011. doi: [10.1029/2006JF000667](https://doi.org/10.1029/2006JF000667).
- BROECKER, W. S. & DENTON, G. H. (1990). «What Drives Glacial Cycles?» *Scientific American* 262(1), 48–56. ISSN 0036-8733. doi: [10.1038/scientificamerican0190-48](https://doi.org/10.1038/scientificamerican0190-48).
- BROZOVIC, N.; BURBANK, D. W. & MEIGS, A. J. (1997). «Climatic Limits on Landscape Development in the Northwestern Himalaya». *Science* 276(April), 571–574.
- BRÜGGEN, M. J. (1950). *Fundamentos de la Geología de Chile*. Santiago, Chile: Instituto Geográfico Militar, 374 pp.
- BRUNIARD, E. (1982). «La Diagonal Árida Argentina: un límite climático real». *Revista Geográfica* 95, 5–20. url: <http://www.jstor.org/stable/40992410>.
- BULL, W. B. (2009). *Tectonically Active Landscapes*. Oxford, UK: Wiley-Blackwell 1–326. ISBN

- 9781444312003.
- BURBANK, D. W. & ANDERSON, R. S. (2011). *Tectonic Geomorphology*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2nd ed., 454 pp. ISBN 9781444345063.
- BURBANK, D. W.; BLYTHE, A. E.; PUTKONEN, J. L.; PRATT-SITUALA, B. A.; GABET, E. J.; OSKIN, M. E.; BARROS, A. P. & OHJA, T. P. (2003). «Decoupling of erosion and climate in the Himalaya». *Nature* 426(December), 652–655.
- BURBANK, D. W.; LELAND, J.; FIELDING, E.; ANDERSON, R. S.; BROZOVIC, N.; REID, M. R. & DUNCAN, C. (1996). «Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas». *Nature* 379(6565), 505–510. ISSN 0028-0836. doi: [10.1038/379505a0](https://doi.org/10.1038/379505a0).
- BURROUGH, P. A. & MCDONELL, R. A. (1998). *Principles of Geographical Information Systems*. New York: Oxford University Press, 236 pp. ISBN 0198742843.
- BUSTAMANTE, M.; LEMUS, M.; CORTÉS, R.; VIVALLOS, J.; CÁCERES, D. & WALL, R. (2012). «Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: área de Jahuel, Región de Valparaíso». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Informe Inédito*. 232 pp. Santiago, Chile.
- CAHILL, T. & ISACKS, B. L. (1992). «Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate». *Journal of Geophysical Research* 97(B12), 17503–17529. ISSN 0148-0227. doi: [10.1029/92JB00493](https://doi.org/10.1029/92JB00493).
- CAMPBELL, D. (2005). *Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona*. Memoria de Título (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 113 pp.
- CARRETIER, S.; REGARD, V.; VASSALLO, R.; AGUILAR, G.; MARTINOD, J.; RIQUELME, R.; CHRISTOPHOUL, F.; CHARRIER, R.; GAYER, E.; FARÍAS, M.; AUDIN, L. & LAGANE, C. (2015). «Differences in ¹⁰Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes». *Quaternary Geochronology* 27, 33–51. ISSN 18711014. doi: [10.1016/j.quageo.2014.12.002](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.12.002).
- CARRETIER, S.; REGARD, V.; VASSALLO, R.; AGUILAR, G.; MARTINOD, J.; RIQUELME, R.; PEPIN, E.; CHARRIER, R.; HÉRAIL, G.; FARÍAS, M.; GUYOT, J. L.; VARGAS, G. & LAGANE, C. (2013). «Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile». *Geology* 41(2), 195–198. ISSN 00917613. doi: [10.1130/G33735.1](https://doi.org/10.1130/G33735.1).
- CARRETIER, S.; TOLORZA, V.; REGARD, V.; AGUILAR, G.; BERMÚDEZ, M.; MARTINOD, J.; GUYOT, J.-L.; HÉRAIL, G. & RIQUELME, R. (2018). «Review of erosion dynamics along the major N-S climatic gradient in Chile and perspectives». *Geomorphology* 300, 45–68. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2017.10.016](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.10.016).
- CARRETIER, S.; TOLORZA, V.; RODRÍGUEZ, M. P.; PEPIN, E.; AGUILAR, G.; REGARD, V.; MARTINOD, J.; RIQUELME, R.; BONNET, S.; BRICHAU, S.; HÉRAIL, G.; PINTO, L.; FARÍAS, M.; CHARRIER, R. & GUYOT, J. L. (2014). «Erosion in the Chilean Andes between 27°S and 39°S: tectonic, climatic and geomorphic control». En: *Geodynamic processes in the Andes of Central Chile and Argentina* (SEPÚLVEDA, S. A.; GIAMBIAGI, L. B.; MOREIRAS, S. M.; PINTO, L.; TUNIK, M.; HOKE, G. D. & FARÍAS, M., eds.), Geological Society, London, Special Publications, 399. London: The Geological Society of London 401–418. ISBN 0169-555X. doi: [10.1144/SP399.16](https://doi.org/10.1144/SP399.16).
- CARTER, W. D. & AGUIRRE, L. (1965). «Structural Geology of Aconcagua Province and Its Relationship to the Central Valley Graben, Chile». *Geological Society of America Bulletin* 76(6), 651–664. ISSN 0016-7606. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1965\)76\[651:SGOAPA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[651:SGOAPA]2.0.CO;2).
- CELEDÓN, M. (2016). *Formación de la depresión central en la Región Metropolitana: ¿erosión o tectónica? Punto de vista desde modelos numéricos*. Memoria de Título. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 73 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/140296>.
- CEMBRANO, J.; ZENTILLI, M.; GRIST, A. & YAÑEZ, G. (2003). «Nuevas edades de trazas de fisión para Chile central (30°-34°S): Implicancias en el Alzamiento y exhumación de los Andes desde el Cretácico». En: *X Congreso Geológico Chileno*, 5 pp. Concepción, Chile.
- CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J. J.; GANS, P.; KAY, S. M.; MUÑOZ, N.; WYSS, A. R. & ZURITA, E. (2002). «Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.)». *Journal of South American Earth Sciences* 15(1), 117–139. ISSN 08959811. doi: [10.1016/S0895-9811\(02\)00009-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00009-3).
- CHARRIER, R.; BUSTAMANTE, M.; COMTE, D.; ELGUETA, S.; FLYNN, J. J.; ITURRA, N.; MUNOZ, N.; PARDO, M.; THIELE, R. & WYSS, A. R. (2005). «The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift». *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236(1-2), 43–77. ISSN 0077-7749.

- CHARRIER, R.; FARÍAS, M.; COMTE, D. & PARDO, M. (2004). «Active Tectonic in the Southern Central Andes, a Recent Example: the 28 August, 2004 Shallow Mw=6.5 Earthquake». En: *Eos Trans. AGU*, 2001 9–10. 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S43C-1015.
- CHARRIER, R.; FARÍAS, M. & MAKSAEV, V. (2009). «Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1), 5–35.
- CHARRIER, R. & MUNIZAGA, F. (1979). «Edades K-Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34°15'Lat.Sur)». *Revista Geológica De Chile* 17, 41–51.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. P. (2007). «Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile». En: *The Geology of Chile* (MORENO, T. & GIBBONS, W., eds.), Geological Society Special Publication. London, UK: The Geological Society 21–114. ISBN 9781862392199. doi: [10.1144/GOCH.3](https://doi.org/10.1144/GOCH.3).
- CHARRIER, R.; RAMOS, V. A.; TAPIA, F. & SAGRIPANTI, L. (2014). «Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina)». En: *Geodynamic processes in the Andes of Central Chile and Argentina* (SEPÚLVEDA, S. A.; GIAMBIAGI, L. B.; MOREIRAS, S. M.; PINTO, L.; TUNIK, M.; HOKE, G. D. & FARÍAS, M., eds.), Geological Society, London, Special Publications, 399. London: The Geological Society of London 13–61. doi: [10.1144/SP399.20](https://doi.org/10.1144/SP399.20).
- CHEN, Y.-W.; SHYU, J. B. H. & CHANG, C.-P. (2015). «Neotectonic characteristics along the eastern flank of the Central Range in the active Taiwan orogen inferred from fluvial channel morphology». *Tectonics* 34(10), 2249–2270. ISSN 02787407. doi: [10.1002/2014TC003795](https://doi.org/10.1002/2014TC003795).
- CLAPPERTON, C. (1983). «The glaciation of the Andes». *Quaternary Science Reviews* 2(2-3), 83–155. ISSN 02773791. doi: [10.1016/0277-3791\(83\)90005-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(83)90005-7).
- CLAPPERTON, C. M. (1979). «Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr». *Nature* 277(5695), 375–377. ISSN 0028-0836. doi: [10.1038/277375a0](https://doi.org/10.1038/277375a0).
- CLAPPERTON, C. M. (1994). «The quaternary glaciation of Chile : a review». *Revista Chilena de Historia Natural* 67, 369–383. ISSN 0716-078X.
- CLARK, M. K.; ROYDEN, L. H.; WHIPPLE, K. X.; BURCHFIEL, B. C.; ZHANG, X. & TANG, W. (2006). «Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 111(F3), n/a–n/a. ISSN 01480227. doi: [10.1029/2005JF000294](https://doi.org/10.1029/2005JF000294).
- COLOMA, F.; VALIN, X.; OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; SALAZAR, E. & DUCEA, M. N. (2017). «Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin». *Andean Geology* 44(2), 147. ISSN 0718-7106. doi: [10.5027/andgeoV44n2-a03](https://doi.org/10.5027/andgeoV44n2-a03).
- CONTRERAS-REYES, E.; RUIZ, J. A.; BECERRA, J.; KOPP, H.; REICHERT, C.; MAKSYMOWICZ, A. & ARRIAGADA, C. (2015). «Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity». *Geophysical Journal International* 203(2), 776–791. ISSN 0956-540X. doi: [10.1093/gji/ggv309](https://doi.org/10.1093/gji/ggv309).
- CÓRDOBA, F. E.; GUERRA, L.; RODRÍGUEZ, C. C.; SYLVESTRE, F. & PIOVANO, E. L. (2014). «Una visión paleolimnológica de la variabilidad hidroclimática reciente en el centro de Argentina: Desde la pequeña edad de hielo Al Siglo XXI». *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 21(2), 139–163. ISSN 18514979.
- COSTA, C. H.; AUDEMARD, F. A.; BEZERRA, F. H.; LAVENU, A.; MACHETTE, M. N. & PARÍS, G. (2006). «An overview of the main Quaternary deformation of South America». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4), 461–479. ISSN 00044822. url: http://www.scielo.org.ar/scielo.php?pid=S0004-48222006000400003&script=sci_abstract&tlng=en.
- CRISTALLINI, E. O. & RAMOS, V. A. (2000). «Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32 degrees SL)». *Tectonophysics* 317(3-4), 205–235.
- CROSBY, B. T. & WHIPPLE, K. X. (2006). «Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand». *Geomorphology* 82(1-2), 16–38. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2005.08.023](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.023).
- CYR, A. J.; GRANGER, D. E.; OLIVETTI, V. & MOLIN, P. (2010). «Quantifying rock uplift rates using channel steepness and cosmogenic nuclide-determined erosion rates: Examples from northern and southern Italy». *Lithosphere* 2(3), 188–198. ISSN 1941-8264. doi: [10.1130/L96.1](https://doi.org/10.1130/L96.1).
- DADSON, S. J.; HOVIUS, N.; CHEN, H.; DADE, W. B.; HSIEH, M. L.; WILLETT, S. D.; HU, J. C.; HORNG, M. J.; CHEN, M. C.; STARK, C. P.; LAGUE, D. & LIN, J. C. (2003). «Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen». *Nature* 426(6967), 648–651. ISSN 00280836. doi:

- [10.1038/nature02150](https://doi.org/10.1038/nature02150).
- DEDIÓS, P. (1967). «Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo». Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín N°16*. 65 pp. Santiago.
- DEMETTS, C.; GORDON, R. G. & ARGUS, D. F. (2010). «Geologically current plate motions». *Geophysical Journal International* 181(1), 1–80. ISSN 0956540X. doi: [10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x).
- DENTON, G. H.; ANDERSON, R. F.; TOGGWEILER, J. R.; EDWARDS, R. L.; SCHAEFER, J. M. & PUTNAM, A. E. (2010). «The Last Glacial Termination». *Science* 328(5986), 1652–1656. ISSN 0036-8075. doi: [10.1126/science.1184119](https://doi.org/10.1126/science.1184119).
- DIBIASE, R. A. & WHIPPLE, K. X. (2011). «The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 116(4), 1–17. ISSN 21699011. doi: [10.1029/2011JF002095](https://doi.org/10.1029/2011JF002095).
- DIBIASE, R. A.; WHIPPLE, K. X.; HEIMSATH, A. M. & OUMET, W. B. (2010). «Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA». *Earth and Planetary Science Letters* 289(1-2), 134–144. ISSN 0012821X. doi: [10.1016/j.epsl.2009.10.036](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.036).
- DOBROVOLNY, E. (1962). «Geología del Valle de La Paz». Departamento Nacional de Geología, *Boletín N°: 3*. 153 pp. La Paz, Bolivia.
- DOLAN, J. F.; SIEH, K.; ROCKWELL, T. K.; YEATS, R. S.; SHAW, J.; SUPPE, J.; HUFTILE, G. J. & GATH, E. M. (1995). «Prospects for Larger or More Frequent Earthquakes in the Los Angeles Metropolitan Region». *Science* 267(5195), 199–205. ISSN 0036-8075. doi: [10.1126/science.267.5195.199](https://doi.org/10.1126/science.267.5195.199).
- DUNAI, T. J.; GONZÁLEZ LÓPEZ, G. A. & JUEZ-LARRÉ, J. (2005). «Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms». *Geology* 33(4), 321–324. ISSN 00917613. doi: [10.1130/G21184.1](https://doi.org/10.1130/G21184.1).
- DUVALL, A. (2004). «Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California». *Journal of Geophysical Research* 109(F3), 1–18. ISSN 0148-0227. doi: [10.1029/2003JF000086](https://doi.org/10.1029/2003JF000086).
- EFRON, B. (1979). «Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife». *The Annals of Statistics* 7(1), 1–26. ISSN 0090-5364. doi: [10.1214/aos/1176344552](https://doi.org/10.1214/aos/1176344552).
- EFRON, B. (2003). «Second Thoughts on the Bootstrap». *Statistical Science* 18(2), 135–140. ISSN 0883-4237. doi: [10.1214/ss/1063994968](https://doi.org/10.1214/ss/1063994968).
- EFRON, B. & TIBSHIRANI, R. J. (1993). *An Introduction To The Bootstrap*. New York: Chapman & Hall, CRC Monographs on Statistics & Applied Probability, 436 pp.
- EGHOLM, D. L.; NIELSEN, S. B.; PEDERSEN, V. K. & LESEMANN, J. E. (2009). «Glacial effects limiting mountain height». *Nature* 460(7257), 884–887. ISSN 00280836. doi: [10.1038/nature08263](https://doi.org/10.1038/nature08263).
- EHLERS, J. & GIBBARD, P. L. (2007). «The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation». *Quaternary International* 164-165, 6–20. ISSN 10406182. doi: [10.1016/j.quaint.2006.10.008](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.008).
- EMPARÁN, C. & PINEDA, G. (2000). «Area La Serena- La Higuera, Región de Coquimbo». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Mapas Geológicos: N° 18*. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- EMPARÁN, C. & PINEDA, G. (2006). «Geología del Área Andacollo-Puerto Aldea, Región de Coquimbo». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica: N° 96*. 85 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- ENGLAND, P. & MOLNAR, P. (1990). «Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks». *Geology* 18(12), 1173–1177. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/0091-7613\(1990\)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2).
- ESCRIBANO, J. (2008). *Superficies de bajo relieve en la cordillera de Chile central entre los 32°30'S y los 33°30'S, y su relación con el alzamiento andino*. Memoria de Título. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 81 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103256>.
- ESRI (2018a). Focal Statistics. *Environmental System Research Institute*. url: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.5/tools/spatial-analyst-toolbox/focal-statistics.htm> (En línea: 2018-08-06).
- ESRI (2018b). How Slope works. *Environmental System Research Institute*. url: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.5/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm> (En línea: 2018-08-06).
- ESTAY, J. & PINTO, L. (2016). «Extracción de DEM de alta resolución mediante Geomatica®: aplicación al análisis neotectónico en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe, Chile central (32°42'-32°52'S)». En: *I Simposio de Tectónica Sudamericana*. Santiago, Chile.
- ESTAY, J. & PINTO, L. (2018). «Control tectónico y climático del alzamiento de los Andes de Chile central (29°-35°S) durante el Cenozoico tardío: una aproximación a partir de geomorfología tectónica». En: *XV Congreso Geológico Chileno*, 1(GMPE-SG), 1 pp. Concepción, Chile.
- ESTAY, J.; PINTO, L. & SAAVEDRA, C. (2018). «Falla Camino del Inca: un registro de ruptura superficial

- en la Cordillera Principal, Chile central ($\sim 32^{\circ}18'S$)». En: *XV Congreso Geológico Chileno*, 1(SINT-3), 1 pp. Concepción, Chile.
- ESTAY, N. P.; YÁÑEZ, G.; CARRETIER, S.; LIRA, E. & MARINGUE, J. (2016). «Seismic hazard in low slip rate crustal faults, estimating the characteristic event and the most hazardous zone: study case San Ramón Fault, in southern Andes». *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16(12), 2511–2528. ISSN 1684-9981. doi: [10.5194/nhess-16-2511-2016](https://doi.org/10.5194/nhess-16-2511-2016).
- EVANS, I. S. (2013). «Glacial landforms, erosional features». En: *Encyclopedia of Quaternary Science* (ELIAS, S. A. & MOCK, C. J., eds.). Amsterdam, Netherlands, 2nd ed. 838–852. ISBN 978-0-444-53643-3.
- FALVEY, M. & GARREAU, R. (2007). «Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences». *Journal of Hydrometeorology* 8(2), 171–193. ISSN 1525-755X. doi: [10.1175/JHM562.1](https://doi.org/10.1175/JHM562.1).
- FARÍAS, M. (2007). *Tectonique, érosion et évolution du relief dans les Andes du Chili Central au cours du Néogène*. Thèse de Doctorat. Santiago du Chili, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, U.F.R. Sciences de la Vie et de la Terre. 230 pp. url: <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00256817>.
- FARÍAS, M.; CARRETIER, S.; CHARRIER, R.; MARTINOD, J.; ENCINAS, A. & COMTE, D. (2008a). «No subsidence in the development of the Central Depression along the Chilean margin Central Chile». En: *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)* 206–209. Nice, Francia.
- FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; CARRETIER, S.; MARTINOD, J. & COMTE, D. (2006a). «Erosión versus tectónica en el origen de la Depresión Central de Chile central». En: *XI Congreso Geológico Chileno*, 2(1) 201–204. Antofagasta, Chile.
- FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; CARRETIER, S.; MARTINOD, J.; FOCK, A.; CAMPBELL, D.; CÁCERES, J. & COMTE, D. (2008b). «Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33° - 35° S)». *Tectonics* 27(1), TC1005. ISSN 02787407. doi: [10.1029/2006TC002046](https://doi.org/10.1029/2006TC002046).
- FARÍAS, M.; COMTE, D. & CHARRIER, R. (2006b). «Sismicidad superficial en Chile central: Implicancias para el estado cortical y crecimiento de los Andes Centrales australes». En: *XI Congreso Geológico Chileno*, 2(1) 403–406. Antofagasta, Chile.
- FARÍAS, M.; COMTE, D.; CHARRIER, R.; MARTINOD, J.; DAVID, C.; TASSARA, A.; TAPIA, F. & FOCK, A. (2010). «Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building». *Tectonics* 29(3), TC3006. ISSN 02787407. doi: [10.1029/2009TC002480](https://doi.org/10.1029/2009TC002480).
- FARÍAS, M.; COMTE, D.; ROECKER, S.; CARRIZO, D. & PARDO, M. (2011). «Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence». *Tectonics* 30(6), 1–11. ISSN 02787407. doi: [10.1029/2011TC002888](https://doi.org/10.1029/2011TC002888).
- FIELDING, E.; ISACKS, B.; BARAZANGI, M. & DUNCAN, C. (1994). «How flat is Tibet?» *Geology* 22(2), 163. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/0091-7613\(1994\)022<0163:HFIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0163:HFIT>2.3.CO;2).
- FLINT, J. J. (1974). «Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge». *Water Resources Research* 10(5), 969–973. ISSN 00431397. doi: [10.1029/WR010i005p00969](https://doi.org/10.1029/WR010i005p00969).
- FOCK, A. (2005). *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34° S*. Tesis de Magister en Ciencias, mención Geología (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 179 pp.
- FOCK, A.; CHARRIER, R.; FARÍAS, M. & MUÑOZ, M. (2006a). «Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33° - 34° S)». *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 6, 48–55.
- FOCK, A.; CHARRIER, R.; MAKSAEV, V.; FARÍAS, M. & ALVAREZ, P. (2006b). «Evolución Cenozoica de los Andes de Chile central». En: *XI Congreso Geológico Chileno*, 2(1) 205–208. Antofagasta, Chile.
- FORTE, A. M. & WHIPPLE, K. X. (2018). «Criteria and tools for determining drainage divide stability». *Earth and Planetary Science Letters* 493, 102–117. ISSN 0012821X. doi: [10.1016/j.epsl.2018.04.026](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.026).
- FOSTER, D.; BROCKLEHURST, S. H. & GAWTHORPE, R. L. (2008). «Small valley glaciers and the effectiveness of the glacial buzzsaw in the northern Basin and Range, USA». *Geomorphology* 102(3-4), 624–639. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2008.06.009](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.009).
- FOSTER, D.; BROCKLEHURST, S. H. & GAWTHORPE, R. L. (2010). Glacial-topographic interactions in the Teton Range, Wyoming. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*.
- FRUTOS, J. (1981). «Andean tectonics as a consequence of sea-floor spreading». *Tectonophysics* 72(1-2), T21–T32. ISSN 00401951. doi: [10.1016/0040-1951\(81\)90082-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90082-2).
- FUENZALIDA, A.; PARDO, M.; CISTERNAS, A.; DORBATH, L.; DORBATH, C.; COMTE, D. & KAUSEL, E.

- (1992). «On the geometry of the Nazca Plate subducted under Central Chile (32–34.5°S) as inferred from microseismic data». *Tectonophysics* 205(1-3), 1–11. ISSN 00401951. doi: [10.1016/0040-1951\(92\)90413-Z](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90413-Z).
- FUNK, C.; PETERSON, P.; LANDSFELD, M.; PEDREROS, D.; VERDIN, J.; SHUKLA, S.; HUSAK, G.; ROWLAND, J.; HARRISON, L.; HOELL, A. & MICHAELSEN, J. (2015). «The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes». *Scientific Data* 2, 150066. ISSN 2052-4463. doi: [10.1038/sdata.2015.66](https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66).
- GAIDZIK, K. & RAMÍREZ-HERRERA, M. T. (2017). «Geomorphic indices and relative tectonic uplift in the Guerrero sector of the Mexican forearc». *Geoscience Frontiers* 8(4), 885–902. ISSN 16749871. doi: [10.1016/j.gsf.2016.07.006](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.07.006).
- GAILLETON, B. & MUDD, S. M. (2018). User guide to knickpoint analysis using LSDTopoTools. *LSDTopoTools*. url: <https://lsdtopotools.github.io/LSDTT{ }documentation/LSDTT{ }knickpoint{ }analysis.html> (En línea: 2018-11-02).
- GAILLETON, B.; MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; PEIFER, D. & HURST, M. D. (2018). «A segmentation approach for the reproducible extraction and quantification of knickpoints from river long profiles». *Earth Surface Dynamics Discussions* (September), 1–39. ISSN 2196-6338. doi: [10.5194/esurf-2018-67](https://doi.org/10.5194/esurf-2018-67).
- GANÁ, P. & ZENTILLI, M. (2000). «Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central». En: *IX Congreso Geológico Chileno*, 2(3) 664–668. Puerto Varas, Chile.
- GANSSE, A. (1973). «Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture». *Journal of the Geological Society* 129(2), 93–131. ISSN 0016-7649. doi: [10.1144/gsjgs.129.2.0093](https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093).
- GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R. & MARENGO, J. (2009). «Present-day South American climate». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281(3-4), 180–195. ISSN 00310182. doi: [10.1016/j.palaeo.2007.10.032](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032).
- GASPARINI, N. M. & WHIPPLE, K. X. (2014). «Diagnosing climatic and tectonic controls on topography: Eastern flank of the northern Bolivian Andes». *Lithosphere* 6(4), 230–250. ISSN 1947-4253. doi: [10.1130/L322.1](https://doi.org/10.1130/L322.1).
- GIAMBIAGI, L.; MESCUA, J.; BECHIS, F.; TASSARA, A. & HOKE, G. (2012). «Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation». *Bulletin of the Geological Society of America* 124(7-8), 1339–1351. ISSN 00167606. doi: [10.1130/B30609.1](https://doi.org/10.1130/B30609.1).
- GIAMBIAGI, L. B. (2003). «Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal: entre los 33°30' y 33°45'S». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(1), 85–96. ISSN 00044822.
- GIAMBIAGI, L. B.; MESCUA, J. F.; BECHIS, F.; HOKE, G. D.; SURIANO, J.; SPAGNOTTO, S. L.; MOREIRAS, S. M.; LOSSADA, A.; MAZZITELLI, M.; TOURAL-DAPOZA, R.; FOLGUERA, A.; MARDONEZ, D. & PAGANO, D. S. (2015). «Cenozoic Orogenic Evolution of the Southern Central Andes (32–36°S)». En: *Growth of the Southern Andes* (FOLGUERA, A.; NAIPAUER, M.; SAGRIPANTI, L.; C. GHIGLIONE, M.; ORTS, D. L. & GIAMBIAGI, L., eds.), Springer Earth System Sciences. Cham: Springer International Publishing 63–98. url: <http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-23060-3>.
- GIAMBIAGI, L. B.; RAMOS, V. A.; GODOY, E.; ALVAREZ, P. P. & ORTS, S. (2003). «Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude». *Tectonics* 22(4), n/a–n/a. ISSN 02787407. doi: [10.1029/2001TC001354](https://doi.org/10.1029/2001TC001354).
- GILBERT, G. K. (1877). «Geology of the Henry Mountains». U. S. Geographical and Geological Survey of the ROcky Mountain Region, *Report*. 160 pp. Washington, D.C. url: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70039916>.
- GODARD, V.; BOURLES, D. L.; SPINABELLA, F.; BURBANK, D. W.; BOOKHAGEN, B.; FISHER, G. B.; MOULIN, A. & LEANNI, L. (2014). «Dominance of tectonics over climate in Himalayan denudation». *Geology* 42(3), 243–246. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/G35342.1](https://doi.org/10.1130/G35342.1).
- GODOY, E. (2018). «Eppur non si muove... La rama Oeste del Sistema de Fallas Pucuro al norte del río Aconcagua». En: *XV Congreso Geológico Chileno*, 1(ESEG-3) 1184–1186. Concepción, Chile.
- GODOY, E.; YAÑEZ, G. & VERA, E. (1999). «Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences». *Tectonophysics* 306(2), 217–236. ISSN 00401951. doi: [10.1016/S0040-1951\(99\)00046-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00046-3).
- GORUM, T.; FAN, X.; VAN WESTEN, C. J.; HUANG, R. Q.; XU, Q.; TANG, C. & WANG, G. (2011). «Distribution pattern of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake». *Geomorphology* 133(3-4), 152–167. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2010.12.030](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.12.030).
- GUTIÉRREZ, N. M.; HINOJOSA, L. F.; LE ROUX, J. P. & PEDROZA, V. (2013). «Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic

- implications». *Andean Geology* 40(1), 66–78. ISSN 07187092. doi: [10.5027/andgeoV40n1-a03](https://doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a03).
- GUTSCHER, M. A. (2002). «Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling». *Journal of South American Earth Sciences* 15(1), 3–10. ISSN 08959811. doi: [10.1016/S0895-9811\(02\)00002-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00002-0).
- GUTSCHER, M.-A.; SPAKMAN, W.; BIJWAARD, H. & ENGDAHL, E. R. (2000). «Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin». *Tectonics* 19(5), 814–833. ISSN 02787407. doi: [10.1029/1999TC001152](https://doi.org/10.1029/1999TC001152).
- HACK, J. (1957). «Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland». U.S. Department of the Interior, *Geological Survey Professional Paper 294-B* 45–97. Washington, D.C.
- HACK, J. T. (1973). «Stream-profile analysis and stream-gradient index». *Journal of Research of the US Geological Survey* 1(4), 421–429. url: <http://www.ees.lehigh.edu/ftp/retreat/outgoing/roma{ }tre { }short{ }course/Hack{ }USGS{ }1973.pdf>.
- HALL, A. M.; EBERT, K.; KLEMAN, J.; NESJE, A. & OTTESEN, D. (2013). «Selective glacial erosion on the Norwegian passive margin». *Geology* 41(12), 1203–1206. ISSN 1943-2682. doi: [10.1130/G34806.1](https://doi.org/10.1130/G34806.1).
- HALL, A. M. & KLEMAN, J. (2014). «Glacial and periglacial buzzsaws: Fitting mechanisms to metaphors». *Quaternary Research (United States)* 81(2), 189–192. ISSN 10960287. doi: [10.1016/j.yqres.2013.10.007](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.10.007).
- HAMLING, I. J.; HREINSDÓTTIR, S.; CLARK, K.; ELLIOTT, J.; LIANG, C.; FIELDING, E.; LITCHFIELD, N.; VILLAMOR, P.; WALLACE, L.; WRIGHT, T. J.; D'ANASTASIO, E.; BANNISTER, S.; BURBIDGE, D.; DENYS, P.; GENTLE, P.; HOWARTH, J.; MUELLER, C.; PALMER, N.; PEARSON, C.; POWER, W.; BARNES, P.; BARRELL, D. J. A.; VAN DISSEN, R.; LANGRIDGE, R.; LITTLE, T.; NICOL, A.; PETTINGA, J.; ROWLAND, J. & STIRLING, M. (2017). «Complex multifault rupture during the 2016 M w 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand». *Science* 356(6334), eaam7194. ISSN 0036-8075. doi: [10.1126/science.aam7194](https://doi.org/10.1126/science.aam7194).
- HANKS, T. C. & KANAMORI, H. (1979). «A moment magnitude scale». *Journal of Geophysical Research* 84(B5), 2348. ISSN 0148-0227. doi: [10.1029/JB084iB05p02348](https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348).
- HARKINS, N.; KIRBY, E.; HEIMSATH, A.; ROBINSON, R. & REISER, U. (2007). «Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112(3), F03S04. ISSN 21699011. doi: [10.1029/2006JF000570](https://doi.org/10.1029/2006JF000570).
- HARTLEY, A. (2003). «Andean uplift and climate change». *Journal of the Geological Society* 160(1), 7–10. ISSN 0016-7649. doi: [10.1144/0016-764902-083](https://doi.org/10.1144/0016-764902-083).
- HEINZE, B. (2003). «Active Intraplate Faulting in the Forearc of North Central Chile». GeoForschungsZentrum, *Scientific Technical Report*. 137 pp. Potsdam. url: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/faces/viewItemFullPage.jsp;jsessionid=316325A1567C35BBF32C64536CBD7BCA?itemId=escidoc{ }3A8610{ }3A4{ }&view=EXPORT>.
- HERGARTEN, S.; ROBL, J. & STÜWE, K. (2014). «Extracting topographic swath profiles across curved geomorphic features». *Earth Surface Dynamics* 2(1), 97–104. ISSN 2196632X. doi: [10.5194/esurf-2-97-2014](https://doi.org/10.5194/esurf-2-97-2014).
- HERGARTEN, S.; ROBL, J. & STÜWE, K. (2016). «Tectonic geomorphology at small catchment sizes – extensions of the stream-power approach and the χ method». *Earth Surface Dynamics* 4(1), 1–9. ISSN 2196-632X. doi: [10.5194/esurf-4-1-2016](https://doi.org/10.5194/esurf-4-1-2016).
- HERRERA-OSSANDÓN, M. J. (2016). *Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el último ciclo glacial-interglacial en los Andes de Santiago, Chile central*. Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 171 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/143570>.
- HERRERA-OSSANDÓN, M. J.; SEPÚLVEDA, S. & VARGAS, G. (2012). «Cronología del último máximo glacial y registro del Younger Dryas en los Andes en Santiago». *XIII Congreso Geológico Chileno*, 683–685 url: <http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/14127{ }pp{ }683{ }685.pdf>.
- HERVÉ, F. (1988). «Late Paleozoic Subduction and Accretion in Southern Chile». *Episodes* 11(January 1988), 183–188. ISSN 07053797.
- HEUSSER, C. J. (2003). *Ice Age southern Andes: A chronicle of paleoecological events*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, developmen ed., 256 pp. url: <https://www.elsevier.com/books/ice-age-southern-andes/heusser/978-0-444-51478-3>.
- HILLEY, G. E. & COUTAND, I. (2010). «Links between topography, erosion, rheological heterogeneity, and deformation in contractional settings: Insights from the central Andes». *Tectonophysics* 495(1-2), 78–92. ISSN 00401951. doi: [10.1016/j.tecto.2009.06.017](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.017).

- HITE, M. (2014a). Shaded relief with BlenderGIS, part 1. *The Wandering Cartographer*. url: <https://wanderingcartographer.wordpress.com/2014/11/14/shaded-relief-with-blendergis-part-1/> (En línea: 2018-12-30).
- HITE, M. (2014b). Shaded relief with BlenderGIS, part 2. *The Wandering Cartographer*. url: <https://wanderingcartographer.wordpress.com/2014/11/14/shaded-relief-with-blendergis-part-2/> (En línea: 2018-12-30).
- HODGES, K. V.; HURTADO, J. M. & WHIPPLE, K. X. (2001). «Southward extrusion of Tibetan crust and its effect on Himalayan tectonics». *Tectonics* 20(6), 799–809. ISSN 02787407. doi: [10.1029/2001TC001281](https://doi.org/10.1029/2001TC001281).
- HOKE, G. D.; GRABER, N. R.; MESCUA, J. F.; GIAMBIAGI, L. B.; FITZGERALD, P. G. & METCALF, J. R. (2015). «Near pure surface uplift of the Argentine Frontal Cordillera: insights from (U–Th)/He thermochronometry and geomorphic analysis». *Geological Society, London, Special Publications* 399(1), 383–399. ISSN 0305-8719. doi: [10.1144/SP399.4](https://doi.org/10.1144/SP399.4).
- HOLLIN, J. T. & SCHILLING, D. H. (1981). «Late Wisconsin – Weichselian mountain glaciers and small ice caps». En: *The Last Great Ice Sheets* (DENTON, G. & HUGHES, T., eds.). New York, USA: John Wiley and Sons Inc. 179–220.
- HOUSTON, J. & HARTLEY, A. J. (2003). «The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert». *International Journal of Climatology* 23(12), 1453–1464. ISSN 0899-8418. doi: [10.1002/joc.938](https://doi.org/10.1002/joc.938).
- HOWARD, A. D. (1980). «Thresholds in river regimes». En: *Thresholds in Geomorphology* (COATES, D. R. & VITEK, J., eds.), cap. 11. Boston: Allen & Unwin 227–258. ISBN 0045510334.
- HOWARD, A. D. (1998). «Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport». En: *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels. Geophysical Monograph Series vol. 107* (TINKLER, J. & WOHL, E., eds.). Washington, D.C.: AGU 297–319. doi: [10.1029/GM107p0297](https://doi.org/10.1029/GM107p0297).
- HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E. & SEIDL, M. A. (1994). «Modeling fluvial erosion on regional to continental scales». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99(B7), 13971–13986. ISSN 01480227. doi: [10.1029/94JB00744](https://doi.org/10.1029/94JB00744).
- HOWARD, A. D. & KERBY, G. (1983). «Channel changes in badlands». *Geological Society of America Bulletin* 94(6), 739–752. ISSN 0016-7606. doi: [10.1130/0016-7606\(1983\)94<739:CCIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2).
- HU, X. F.; PAN, B. T.; KIRBY, E.; LI, Q. Y.; GENG, H. P. & CHEN, J. F. (2010). «Spatial differences in rock uplift rates inferred from channel steepness indices along the northern flank of the Qilian Mountain, northeast Tibetan Plateau». *Chinese Science Bulletin* 55(27-28), 3205–3214. ISSN 10016538. doi: [10.1007/s11434-010-4024-4](https://doi.org/10.1007/s11434-010-4024-4).
- JARA, P. (2013). *Tectónica mezo-cenozoica en la Cordillera Principal de Chile central entre 32° y 33°S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico*. Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 249 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/115376>.
- JARA, P. & CHARRIER, R. (2014). «Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas». *Andean Geology* 41(1), 174–209. ISSN 0718-7106. doi: [10.5027/andgeoV41n1-a07](https://doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a07).
- JARA-MUÑOZ, J.; MELNICK, D.; BRILL, D. & STRECKER, M. R. (2015). «Segmentation of the 2010 Maule Chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns». *Quaternary Science Reviews* 113(1), 171–192. ISSN 02773791. doi: [10.1016/j.quascirev.2015.01.005](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.005).
- JAXA (2008). «ALOS Data Users Handbook Revision C». Earth Observation Research and Application Center, Japan Aerospace Exploration Agency. 158 pp. url: http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/doc/fdata/ALOS_{_}HB_{_}RevC_{_}EN.pdf.
- JORDAN, T. E.; ISACKS, B. L.; RAMOS, V. A. & ALLMENDINGER, R. W. (1983a). «Mountain building in the Central Andes». *Episodes* 3(JANUARY), 20–26.
- JORDAN, T. E.; ISACKS, B. L.; ALLMENDINGER, R. W.; BREWER, J. A.; RAMOS, V. A.; ANDO, C. J.; ISACKS, B. L.; ALLMENDINGER, R. W.; BREWER, J. A.; RAMOS, V. A. & ANDO, C. J. (1983b). «Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate». *Geological Society of America Bulletin* 94(3), 341. ISSN 0016-7606. doi: [10.1130/0016-7606\(1983\)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2).
- KELLER, E. A. & PINTER, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, second ed., 362 pp.
- KELLER, E. A.; SEAVER, D. B.; LADUZINSKY, D. L.; JOHNSON, D. L. & KU, T. L. (2000). «Tectonic

- geomorphology of active folding over buried reverse faults: San Emigdio Mountain front, southern San Joaquin Valley, California». *Geological Society of America Bulletin* 112(1), 86–97. ISSN 0016-7606. doi: [10.1130/0016-7606\(2000\)112<86:TGOAFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<86:TGOAFO>2.0.CO;2).
- KIRBY, E. & OUMET, W. B. (2011). «Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin». *Geological Society, London, Special Publications* 353(1), 165–188. ISSN 0305-8719. doi: [10.1144/SP353.9](https://doi.org/10.1144/SP353.9).
- KIRBY, E. & WHIPPLE, K. (2001). «Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis». *Geology* 29(5), 415. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/0091-7613\(2001\)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2).
- KIRBY, E. & WHIPPLE, K. X. (2012). «Expression of active tectonics in erosional landscapes». *Journal of Structural Geology* 44, 54–75. ISSN 01918141. doi: [10.1016/j.jsg.2012.07.009](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009).
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X.; TANG, W. & CHEN, Z. (2003). «Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles». *Journal of Geophysical Research* 108(B4), 2217. ISSN 0148-0227. doi: [10.1029/2001JB000861](https://doi.org/10.1029/2001JB000861).
- KLEIN, A. G.; SELTZER, G. O. & ISACKS, B. L. (1999). «Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile». *Quaternary Science Reviews* 18(1), 63–84. ISSN 02773791. doi: [10.1016/S0277-3791\(98\)00095-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00095-X).
- KLOHN, C. (1960). «Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó.» Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín N° 8*. 95 pp. Santiago, Chile.
- KOOI, H. & BEAUMONT, C. (1996). «Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101(B2), 3361–3386. ISSN 01480227. doi: [10.1029/95JB01861](https://doi.org/10.1029/95JB01861).
- KOONS, P.; ZEITLER, P. & HALLET, B. (2013). «5.14 Tectonic Aneurysms and Mountain Building». En: *Treatise on Geomorphology*, vol. 5. Elsevier 318–349. ISBN 9780080885223. doi: [10.1016/B978-0-12-374739-6.00094-4](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00094-4).
- KULL, C.; GROSJEAN, M. & VEIT, H. (2002). «Modeling Modern and Late Pleistocene Glacio-Climatological Conditions in the North Chilean Andes (29–30 °)». *Climatic Change* 52(3), 359–381. doi: [10.1023/A:1013746917257](https://doi.org/10.1023/A:1013746917257).
- LAGUE, D. (2014). «The stream power river incision model: evidence, theory and beyond». *Earth Surface Processes and Landforms* 39(1), 38–61. ISSN 01979337. doi: [10.1002/esp.3462](https://doi.org/10.1002/esp.3462).
- LAGUE, D.; HOVIUS, N. & DAVY, P. (2005). «Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 110(4), 1–17. ISSN 21699011. doi: [10.1029/2004JF000259](https://doi.org/10.1029/2004JF000259).
- LAMB, S. & DAVIS, P. (2003). «Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes.» *Nature* 425(6960), 792–797. ISSN 0028-0836. doi: [10.1038/nature02049](https://doi.org/10.1038/nature02049).
- LAVENU, A. & CEMBRANO, J. (1999). «Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile)». *Journal of Structural Geology* 21(12), 1669–1691. ISSN 01918141. doi: [10.1016/S0191-8141\(99\)00111-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00111-X).
- LAVENU, A. & CEMBRANO, J. (2008). «Deformación compresiva cuaternaria en la Cordillera Principal de Chile central (Cajón del Maipo, este de Santiago)». *Revista geológica de Chile* 35(2), 233–252. ISSN 0716-0208. doi: [10.4067/S0716-02082008000200003](https://doi.org/10.4067/S0716-02082008000200003).
- LE ROUX, J. P. (2012). «A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 2: Continental conditions». *Sedimentary Geology* 247-248, 21–38. ISSN 00370738. doi: [10.1016/j.sedgeo.2011.12.001](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.12.001).
- LEIBNIZ, G. W. (1981). *Monadología*. Oviedo: Pentalfa Ediciones, clásicos e ed., 157 pp. url: <http://www.bod.permeso.net/bgk/848542205.pdf>.
- LOHSE, P.; RIQUELME, R.; ROJAS, C. & AGUILAR, G. (2009). «Variación de la Altitud de la Línea de Equilibrio Glacial durante la deglaciación del Pleistoceno tardío-Holoceno y su significado en cuanto a evolución paleo-climática en los Andes semiáridos (Valle el Encierro, 29° S, Norte de Chile)». En: *XII Congreso Geológico Chileno* 24–27. Santiago.
- LONSDALE, P. (2005). «Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate». *Tectonophysics* 404(3-4), 237–264. ISSN 00401951. doi: [10.1016/j.tecto.2005.05.011](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011).
- LOSSADA, A. C.; GIAMBIAGI, L.; HOKE, G. D.; FITZGERALD, P. G.; CREIXELL, C.; MURILLO, I.; MARDONEZ, D.; VELÁSQUEZ, R. & SURIANO, J. (2017). «Thermochronologic Evidence for Late Eocene Andean Mountain Building at 30°S». *Tectonics* 36(11), 2693–2713. ISSN 02787407. doi: [10.1002/2017TC004674](https://doi.org/10.1002/2017TC004674).
- MACHUCA, C. (2017). *Estratigrafía y estructuras de la Zona de Falla Pocuro entre los 32°30' y los 33°S*. Memoria de Título. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas,

- Departamento de Geología. 108 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/150696>.
- MAKSAEV, V.; MOSCOSO, R.; MPODOZIS, C. & NASI, C. (1984). «Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la alta cordillera del Norte Chico (29°-31°S): geología, alteración hidrotermal y mineralización». *Revista Geológica de Chile* 21, 11–51. doi: [10.5027/andgeoV11n1-a02](https://doi.org/10.5027/andgeoV11n1-a02).
- MAKSAEV, V.; MUNIZAGA, F.; ZENTILLI, M. & CHARRIER, R. (2009). «Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33–35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization». *Andean Geology* 36(2), 153–171. ISSN 07187092. doi: [10.4067/S0718-71062009000200001](https://doi.org/10.4067/S0718-71062009000200001).
- MANEA, V. C.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M. & MANEA, M. (2012). «Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback». *Geology* 40(1), 35–38. ISSN 1943-2682. doi: [10.1130/G32543.1](https://doi.org/10.1130/G32543.1).
- MARTINOD, J.; HUSSON, L.; ROPERCH, P.; GUILLAUME, B. & ESPURT, N. (2010). «Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes». *Earth and Planetary Science Letters* 299(3-4), 299–309. ISSN 0012821X. doi: [10.1016/j.epsl.2010.09.010](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.010).
- MARTINOD, J.; REGARD, V.; RIQUELME, R.; AGUILAR, G.; GUILLAUME, B.; CARRETIER, S.; CORTÉS-ARANDA, J.; LEANNI, L. & HÉRAIL, G. (2016). «Pleistocene uplift, climate and morphological segmentation of the Northern Chile coasts (24°S–32°S): Insights from cosmogenic ¹⁰Be dating of paleoshorelines». *Geomorphology* 274, 78–91. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2016.09.010](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.010).
- MCCALPIN, J. P. (2009). *Paleoseismology*. International geophysics series, Vol. 95. Academic Press, 629 pp. ISBN 9780123735768. url: <https://www.elsevier.com/books/paleoseismology/mccalpin/978-0-12-373576-8>.
- MCINNES, B.; EVANS, N.; FU, F.; GARWIN, S.; BELOUSOVA, E.; GRIFFIN, W. L.; BERTENS, A.; SUKARNA, D.; PERMANADEWI, S.; ANDREW, R. L. & DECKART, K. (2005). «Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian and Iranian porphyry Cu-Mo-Au deposits». En: *Super porphyry copper & gold deposits: a global perspective* (PORTER, T., ed.). Adelaide, Australia: Porter Geoconsultancy Publishing 27–42. ISBN 0-908039-71-9.
- MEDINA, J. (2018). *Caracterización de la Falla Cariño Botado (32°30'S) y su relación al West Andean Thrust System (WATS)*. Memoria de Título. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 63 pp.
- MELNICK, D.; FOLGUERA, A.; ECHTLER, H.; CHARLET, F.; BÜTTNER, O.; CHAPRON, E.; DE BATIST, M.; SHARF, B. & VIETOR, T. (2003). «The Lago Del Laja Fault System: Active Intra-Arc Collapse in the Southern Central Andes (37°15'S)». En: *X Congreso Geológico Chileno*, 10 pp. Concepción, Chile.
- MENARES, S. (2018). *Caracterización y descripción litológica y geotécnica de sondeo profundo en la Falla San Ramón*. Memoria de Título. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 100 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/152977>.
- MILLER, S. R.; BALDWIN, S. L. & FITZGERALD, P. G. (2012). «Transient fluvial incision and active surface uplift in the Woodlark Rift of eastern Papua New Guinea». *Lithosphere* 4(2), 131–149. ISSN 1947-4253. doi: [10.1130/L135.1](https://doi.org/10.1130/L135.1).
- MILLER, S. R.; SAK, P. B.; KIRBY, E. & BIERMAN, P. R. (2011). «Bumps in the long road to flat». En: *American Geophysical Union, Fall Meeting*. San Francisco, California.
- MILLER, S. R.; SAK, P. B.; KIRBY, E. & BIERMAN, P. R. (2013). «Neogene rejuvenation of central Appalachian topography: Evidence for differential rock uplift from stream profiles and erosion rates». *Earth and Planetary Science Letters* 369-370, 1–12. ISSN 0012821X. doi: [10.1016/j.epsl.2013.04.007](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.007).
- MITCHELL, S. G. & MONTGOMERY, D. R. (2006). «Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA». *Quaternary Research* 65(1), 96–107. ISSN 00335894. doi: [10.1016/j.yqres.2005.08.018](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.08.018).
- MOLNAR, P.; ANDERSON, R. S. & ANDERSON, S. P. (2007). «Tectonics, fracturing of rock, and erosion». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112(3), 1–12. ISSN 21699011. doi: [10.1029/2005JF000433](https://doi.org/10.1029/2005JF000433).
- MOLNAR, P.; ANDERSON, R. S.; KIER, G. & ROSE, J. (2006). «Relationships among probability distributions of stream discharges in floods, climate, bed load transport, and river incision». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 111(2), 1–10. ISSN 21699011. doi: [10.1029/2005JF000310](https://doi.org/10.1029/2005JF000310).
- MOLNAR, P. & ENGLAND, P. (1990). «Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?» *Nature* 346(6279), 29–34. ISSN 0028-0836. doi: [10.1038/346029a0](https://doi.org/10.1038/346029a0).
- MONTGOMERY, D. R.; BALCO, G. & WILLET, S. D. (2001). «Climate, tectonics, and the morphology of the Andes». *Geology* 29(7), 579–582. ISSN 00917613. doi: [10.1130/0091-7613\(2001\)029<0579:CTATMO>](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0579:CTATMO>)

2.0.CO;2.

- MONTGOMERY, D. R. & BRANDON, M. T. (2002). «Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges». *Earth and Planetary Science Letters* 201(3-4), 481–489. ISSN 0012821X. doi: [10.1016/S0012-821X\(02\)00725-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00725-2).
- MONTGOMERY, D. R. & DIETRICH, W. E. (1992). «Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale». *Science* 255(5046), 826–830. ISSN 0036-8075. doi: [10.1126/science.255.5046.826](https://doi.org/10.1126/science.255.5046.826).
- MONTGOMERY, D. R. & FOUFOULA-GEORGIOU, E. (1993). «Channel network source representation using digital elevation models». *Water Resources Research* 29(12), 3925–3934. ISSN 00431397. doi: [10.1029/93WR02463](https://doi.org/10.1029/93WR02463).
- MOREIRAS, S. M. & SEPÚLVEDA, S. A. (2014). «Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32°–34°S) and potential hazards». En: *Geodynamic processes in the Andes of Central Chile and Argentina* (SEPÚLVEDA, S. A.; GIAMBIAGI, L. B.; MOREIRAS, S. M.; PINTO, L.; TUNIK, M.; HOKE, G. D. & FARIÁS, M., eds.), Geological Society, London, Special Publications, 399. London: The Geological Society of London 329–344. doi: [10.1144/sp399.18](https://doi.org/10.1144/sp399.18).
- MORELL, K. D.; SANDIFORD, M.; RAJENDRAN, C.; RAJENDRAN, K.; ALIMANOVIC, A.; FINK, D. & SANWAL, J. (2015). «Geomorphology reveals active décollement geometry in the central Himalayan seismic gap». *Lithosphere* 7(3), 247–256. ISSN 1941-8264. doi: [10.1130/L407.1](https://doi.org/10.1130/L407.1).
- MORISAWA, M. E. (1962). «Quantitative geomorphology of some watersheds in the appalachian plateau». *Bulletin of the Geological Society of America* 73(9), 1025–1046. ISSN 00167606. doi: [10.1130/0016-7606\(1962\)73\[1025:QGOSWI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1962)73[1025:QGOSWI]2.0.CO;2).
- MOSCOSO, R. (1977). «Avance geológico de las hojas Vallenar – La Serena, escala 1:250.000». Instituto de Investigaciones Geológicas, *Informe (Inédito)*. 39 pp. Santiago.
- MOSCOSO, R. & MPODOZIS, C. (1988). «Estilos Estructurales en el Norte Chico de Chile (28°-31°S), Regiones de Atacama y Coquimbo». *Revista Geológica de Chile* 15(2), 151–166. ISSN 0718-7106. doi: [10.5027/andgeoV15n2-a04](https://doi.org/10.5027/andgeoV15n2-a04).
- MOSCOSO, R.; PADILLA, H. & RIVANO, S. (1982). «Geología de la Hoja Los Andes, Región de Valparaíso». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: No. 52*. 66 pp. Santiago.
- MPODOZIS, C.; BROCKWAY, H.; MARQUARDT, C. & PERELLÓ, J. (2009). «Geocronología U/Pb y tectónica de la región de Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina». En: *XII Congreso Geológico Chileno*, 1 1–4. Santiago, Chile.
- MPODOZIS, C. & CORNEJO, P. (1986). «Hoja de Pisco Elqui». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 68*. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- MPODOZIS, C. & CORNEJO, P. (1988). «Hoja Pisco Elqui. IV Región de Coquimbo». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 68*. 164 pp. Santiago.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. A. (1989). «The Andes of Chile and Argentina». En: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (ERICKSEN, G.; CAÑAS, M. T. & REINEMUD, J. A., eds.), vol. 11, cap. 5. Houston, Texas: Circum Pacific Council Publications, circum-pac ed. 59–90. ISBN 0933687125. url: http://archives.datapages.com/data/circpac/0012/0059f_f.htm.
- MUDD, S. M.; ATTAL, M.; MILODOWSKI, D. T.; GRIEVE, S. W. D. & VALTERS, D. A. (2014). «A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119(2), 138–152. ISSN 21699003. doi: [10.1002/2013JF002981](https://doi.org/10.1002/2013JF002981).
- MUDD, S. M.; CLUBB, F. J. & GAILLETON, B. (2018a). User guide to chi analysis. *LSDTopoTools*. url: https://lsdtopotools.github.io/LSDTT_documentation/LSDTT_chi_analysis.html (En línea: 2018-12-30).
- MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; GAILLETON, B. & HURST, M. D. (2018b). «How concave are river channels?». *Earth Surface Dynamics* 6(2), 505–523. ISSN 2196-632X. doi: [10.5194/esurf-6-505-2018](https://doi.org/10.5194/esurf-6-505-2018).
- MUÑOZ, N. & CHARRIER, R. (1996). «Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile». *Journal of South American Earth Sciences* 9(3-4), 171–181. ISSN 08959811. doi: [10.1016/0895-9811\(96\)00004-1](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00004-1).
- NASA-JPL (2013a). NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second number. *Nasa Lp Daac*. url: <http://doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL1N.003>.
- NASA-JPL (2013b). NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 3 arc second. *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*. url: <https://doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL3.003>.
- NASA/METI/AIST/JAPAN SPACESYSTEMS AND U.S./JAPAN ASTER SCIENCE TEAM (2001). ASTER L1B Registered Radiance at the Sensor V003.

- NASI, C.; MOSCOSO, R. & MAKSAEV, V. (1986). «Hoja Guanta». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 67*. Santiago.
- NASI, C.; MOSCOSO, R. & MAKSAEV, V. (1990). «Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 67*. 164 pp. Santiago.
- NIEMANN, J. D.; GASPARINI, N. M.; TUCKER, G. E. & BRAS, R. L. (2001). «A quantitative evaluation of Playfair's law and its use in testing long-term stream erosion models». *Earth Surface Processes and Landforms* 26(12), 1317–1332. ISSN 0197-9337. doi: [10.1002/esp.272](https://doi.org/10.1002/esp.272).
- NISSEN, E.; ELLIOTT, J. R.; SLOAN, R. A.; CRAIG, T. J.; FUNNING, G. J.; HUTKO, A.; PARSONS, B. E. & WRIGHT, T. J. (2016). «Limitations of rupture forecasting exposed by instantaneously triggered earthquake doublet». *Nature Geoscience* 9(4), 330–336. ISSN 17520908. doi: [10.1038/ngeo2653](https://doi.org/10.1038/ngeo2653).
- OLIVARES, B.; VERBIST, K.; LOBO, D.; VARGAS, R. & SILVA, O. (2011). «Evaluation of the USLE model to estimate water erosion in an Alfisol». *Journal of soil science and plant nutrition* 11(2), 72–85. ISSN 0718-9516. doi: [10.4067/S0718-95162011000200007](https://doi.org/10.4067/S0718-95162011000200007).
- ORME, A. R. (2007). «Tectonism, Climate, and Landscape Change». En: *The physical geography of South America* (VEBLEN, T. T.; YOUNG, K. R. & ORME, A. R., eds.), cap. 2. New York: Oxford University Press 23–44. ISBN 978-0-19-531341-3.
- ORMEÑO, A. (2007). *Geodinámica de la hoya hidrográfica del río Maipo en la zona cordillerana de la Región Metropolitana: Implicancias neotectónicas*. Tesis de Magister en Ciencias, mención Geología (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 177 pp.
- OTA, Y. & PASKOFF, R. (1995). «Plio-Quaternary marine terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North-Central Chile». *Revista Geológica de Chile* 22(1), 89–102. ISSN 0718-7106. doi: [10.5027/andgeoV22n1-a05](https://doi.org/10.5027/andgeoV22n1-a05).
- OUMET, W. B. (2007). *Dissecting the Eastern Margin of the Tibetan Plateau: A Study of Landslides, Erosion and River Incision in a Transient Landscape*. Doctoral Thesis. Cambridge, Massachusetts Institute of Technology, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Science. 197 pp.
- OUMET, W. B.; WHIPPLE, K. X. & GRANGER, D. E. (2009). «Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges». *Geology* 37(7), 579–582. ISSN 1943-2682. doi: [10.1130/G30013A.1](https://doi.org/10.1130/G30013A.1).
- OWEN, J. J.; AMUNDSON, R.; DIETRICH, W. E.; NISHIZUMI, K.; SUTTER, B. & CHONG, G. (2011). «The sensitivity of hillslope bedrock erosion to precipitation». *Earth Surface Processes and Landforms* 36(1), 117–135. ISSN 01979337. doi: [10.1002/esp.2083](https://doi.org/10.1002/esp.2083).
- PADILLA, H. (1980). *Alteración y metamorfismo de bajo grado en el área Baños El Corazón - Estero San Francisco - Quebrada Las Vizcachas, provincia de Los Andes, región Valparaíso*. Taller de Título (Inédito). Santiago, Universidad de Chile. 70 pp.
- PADILLA, H. (1981). *Contribución a la geología y petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes chilenos entre las latitudes 32°45' y 33°00'S*. Memoria de Título (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 329 pp.
- PARADA, M. A.; FERAUD, G.; FUENTES, F.; AGUIRRE, L.; MORATA, D. & LARRONDO, P. (2005). «Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile». *Journal of the Geological Society* 162(2), 273–287. ISSN 0016-7649. doi: [10.1144/0016-764903-173](https://doi.org/10.1144/0016-764903-173).
- PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. (1987). «Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time». *Tectonics* 6(3), 233–248. ISSN 02787407. doi: [10.1029/TC006i003p00233](https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233).
- PARTSCH, J. (1911). *Schlesien: eine Landeskunde für das deutsche Volk, Landschaften und Siedelungen*, vol. 2. Breslau: Ferdinand Hirt, 690 pp. url: <https://www.sbc.org.pl/dlibra/publication/3390/edition/3316/content?ref=desc>.
- PASKOFF, R. (1970). *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Bordeaux: Biscaye Frères, 420 pp.
- PASTÉN, C.; LEZANA, F.; LEYTON, F. & RUIZ, S. (2015). «Razones espectrales H/V de una red temporal de estaciones sismológicas en la cuenca de Santiago – resultados preliminares». En: *XI Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Sísmica ACHISINA*, 1(39) 1–11. Santiago, Chile.
- PCI GEOMATICS (2016). «Geomática OrthoEngine». PCI Geomatics Enterprises, *Course exercises*. 170 pp. 1. Markham, Ontario. url: <http://www.pcigeomatics.com/pdf/training-guides/2016/OrthoEngine.pdf>.
- PDI (2011). *Tesoros Ocultos de la Región de Valparaíso: Por el Rescate y Protección de nuestro Patrimonio*

- Desconocido*. Valparaíso: Impresos El Mercurio de Valparaíso, 198 pp. ISBN 9789567620203.
- PEDERSEN, V. K. & EGHOLM, D. L. (2013). «Glaciations in response to climate variations preconditioned by evolving topography». *Nature* 493(7431), 206–210. ISSN 00280836. doi: [10.1038/nature11786](https://doi.org/10.1038/nature11786).
- PEDERSEN, V. K.; EGHOLM, D. L. & NIELSEN, S. B. (2010). «Alpine glacial topography and the rate of rock column uplift: A global perspective». *Geomorphology* 122(1-2), 129–139. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2010.06.005](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.06.005).
- PEPIN, E.; CARRETIER, S.; GUYOT, J. L. & ESCOBAR, F. (2010). «Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation». *Hydrological Sciences Journal* 55(7), 1190–1205. ISSN 0262-6667. doi: [10.1080/02626667.2010.512868](https://doi.org/10.1080/02626667.2010.512868).
- PÉREZ, R. (2018). *Patrimonio geológico de la comuna de Petorca (32°S-32°24'S): Análisis de lugares de interés geológico y su contextualización en un modelo de evolución paleogeográfico*. Memoria de Título. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 117 pp.
- PÉREZ-PEÑA, J.; AL-AWABDEH, M.; AZAÑÓN, J.; GALVE, J.; BOOTH-REA, G. & NOTTI, D. (2017). «SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles». *Computers & Geosciences* 104, 135–150. ISSN 00983004. doi: [10.1016/j.cageo.2016.08.008](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008).
- PERRON, J. T. & ROYDEN, L. (2013). «An integral approach to bedrock river profile analysis». *Earth Surface Processes and Landforms* 38(6), 570–576. ISSN 01979337. doi: [10.1002/esp.3302](https://doi.org/10.1002/esp.3302).
- PINEDA, G. & CALDERÓN, M. (2008). «Hoja Monte Patria-El Maqui, Región de Coquimbo». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 116*. 44 pp. Santiago.
- PIQUER, J.; HOLLINGS, P.; RIVERA, O.; COOKE, D. R.; BAKER, M. & TESTA, F. (2017). «Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints». *Lithos* 268-271, 174–197. ISSN 00244937. doi: [10.1016/j.lithos.2016.10.025](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.025).
- RAHN, D. A. & GARREAU, R. D. (2014). «A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America». *International Journal of Climatology* 34(3), 780–792. ISSN 08998418. doi: [10.1002/joc.3724](https://doi.org/10.1002/joc.3724).
- RAMOS, V. A. (1999). «Las provincias geológicas del territorio argentino». En: *Geología Argentina*, Anales 29 (3), cap. 3. Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales 41–96. ISBN ISSN 0328-2325.
- RAMOS, V. A.; CEGARRA, M. & CRISTALLINI, E. (1996). «Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36°S latitude)». *Tectonophysics* 259(1-3), 185–200. ISSN 00401951. doi: [10.1016/0040-1951\(95\)00064-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00064-X).
- RAMOS, V. A.; CRISTALLINI, E. & INTROCASO, A. (2004). «The Andean Thrust System— Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening». *Aapg Memoir* 82, 30–50. ISSN 02718529. url: http://sites.google.com/site/ecristallini/Ramos_{ }et_{ }al_{ }2004_{ }latitudinal_{ }variati.pdf.
- RAMOS, V. A.; CRISTALLINI, E. & PÉREZ, D. J. (2002). «The Pampean flat-slab of the Central Andes». *Journal of South American Earth Sciences* 15(1), 59–78. ISSN 08959811. doi: [10.1016/S0895-9811\(02\)0006-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)0006-8).
- RAULD, R. (2002). *Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul*. Memoria de Título (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 57 pp.
- RAULD, R. (2009). «5.1.7 Falla San Ramón». En: *Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 7 137–141.
- RAULD, R. (2011). *Deformación Cortical y Peligro Sísmico Asociado a la Falla San Ramón en el Frente Cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S)*. Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 311 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/102600>.
- RAULD, R.; VARGAS, G.; ARMIJO, R.; ORMEÑO, A.; VALDERAS, C. & CAMPOS, J. (2006). «Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago». En: *XI Congreso Geológico Chileno*, 2(1) 447–450. Antofagasta, Chile.
- RECH, J. A.; CURRIE, B. S.; MICHALSKI, G. & COWAN, A. M. (2006). «Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile». *Geology* 34(9), 761–764. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/G22444.1](https://doi.org/10.1130/G22444.1).
- REHAK, K.; BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M. R. & ECHTLER, H. P. (2010). «The topographic imprint of a transient climate episode: the western Andean flank between 15 · 5° and 41 · 5°S». *Earth Surface Processes and Landforms* 35(13), 1516–1534. ISSN 01979337. doi: [10.1002/esp.1992](https://doi.org/10.1002/esp.1992).
- REINERS, P. W.; EHLERS, T. A.; MITCHELL, S. G. & MONTGOMERY, D. R. (2003). «Coupled spatial

- variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades». *Nature* 426(6967), 645–647. ISSN 0028-0836. doi: [10.1038/nature02111](https://doi.org/10.1038/nature02111).
- RICHTER, P. P.; RING, U.; WILLNER, A. P. & LEISS, B. (2007). «Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile». *Journal of the Geological Society* 164(1), 203–214. ISSN 0016-7649. doi: [10.1144/0016-76492005-181](https://doi.org/10.1144/0016-76492005-181).
- RIEBE, C. S.; KIRCHNER, J. W.; GRANGER, D. E. & FINKEL, R. C. (2001). «Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates». *Geology* 29(6), 511. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/0091-7613\(2001\)029<0511:STAWCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0511:STAWCC>2.0.CO;2).
- RIESNER, M.; LACASSIN, R.; SIMOES, M.; ARMIJO, R.; RAULD, R. & VARGAS, G. (2017). «Kinematics of the active West Andean fold-and-thrust belt (central Chile): Structure and long-term shortening rate». *Tectonics* 36(2), 287–303. ISSN 19449194. doi: [10.1002/2016TC004269](https://doi.org/10.1002/2016TC004269).
- RIESNER, M.; LACASSIN, R.; SIMOES, M.; CARRIZO, D. & ARMIJO, R. (2018a). «Revisiting the Crustal Structure and Kinematics of the Central Andes at 33.5°S: Implications for the Mechanics of Andean Mountain Building». *Tectonics* 37(5), 1347–1375. ISSN 02787407. doi: [10.1002/2017TC004513](https://doi.org/10.1002/2017TC004513).
- RIESNER, M.; LACASSIN, R.; SIMOES, M.; HERMAN, F. & CARRIZO, D. (2018b). «Low T thermochronology in andean basement backstop at 33.5°S validate controversial , west-vergent , West Andean Thrust (WAT) model». En: *EGU General Assembly*, 20(EGU2018-14312), 14312 pp. Vienna, Austria.
- RING, U.; BRANDON, M. T.; WILLETT, S. D. & LISTER, G. S. (1999). «Exhumation processes». *Geological Society, London, Special Publications* 154(1), 1–27. ISSN 0305-8719. doi: [10.1144/GSL.SP.1999.154.01.01](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.154.01.01).
- RIQUELME, R.; ROJAS, C.; AGUILAR, G. & FLORES, P. (2011). «Late Pleistocene-early Holocene paraglacial and fluvial sediment history in the Turbio valley, semiarid Chilean Andes». *Quaternary Research* 75(1), 166–175. ISSN 00335894. doi: [10.1016/j.yqres.2010.10.001](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.10.001).
- RIVANO, S. (1996). «Geología de las Hojas Quillota y Portillo, Región de Valparaíso». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 73 (Informe Inédito)*. 232 pp. Santiago.
- RIVANO, S. & SEPÚLVEDA, P. (1986). «Hoja Illapel». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 69*. Santiago.
- RIVANO, S. & SEPÚLVEDA, P. (1991). «Hoja Illapel, Región de Coquimbo». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 69*. 132 pp. Santiago.
- RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; BORIC, R. & ESPÍNEIRA, D. (1993). «Hojas Quillota y Portillo». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 73*. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; BORIC, R.; HERVÉ, M. & PUIG, A. (1986). «Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la formación las Chilcas». *Revista Geológica de Chile* 1, 27–32.
- ROBERTS, N. J.; BARENDREGT, R. W. & CLAGUE, J. J. (2017). «Multiple tropical Andean glaciations during a period of late Pliocene warmth». *Scientific Reports* 7(October 2016), 1–9. ISSN 20452322. doi: [10.1038/srep41878](https://doi.org/10.1038/srep41878).
- RODRÍGUEZ, M. P. (2008). *Evolución de la erosión y del relieve del antearco de Chile central (33-34°S) durante el Neógeno mediante el análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología*. Tesis de Magister en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 158 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/101921>.
- RODRÍGUEZ, M. P. (2013). *Cenozoic uplift and exhumation above the southern part of the flat slab subduction segment of Chile (28.5–32°S)*. Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 202 pp. url: <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/115404>.
- RODRÍGUEZ, M. P.; AGUILAR, G.; URRESTY, C. & CHARRIER, R. (2014). «Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28 and 32 S: interplay between tectonic and erosional processes». En: *Geodynamic processes in the Andes of Central Chile and Argentina* (SEPÚLVEDA, S. A.; GIAMBIAGI, L. B.; MOREIRAS, S. M.; PINTO, L.; TUNIK, M.; HOKE, G. D. & FARÍAS, M., eds.), Geological Society, London, Special Publications, 399. London: The Geological Society of London 419–446. doi: [10.1144/SP399.15](https://doi.org/10.1144/SP399.15).
- RODRÍGUEZ, M. P.; CARRETIER, S.; CHARRIER, R.; SAILLARD, M.; REGARD, V.; HÉRAIL, G.; HALL, S.; FARBER, D. & AUDIN, L. (2013). «Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes». *Geomorphology* 180-181, 33–46. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2012.09.003](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.09.003).
- RODRÍGUEZ, M. P.; CHARRIER, R.; BRICHAU, S.; CARRETIER, S.; FARÍAS, M.; PARSEVAL, P. & KETCHAM, R. A. (2018). «Latitudinal and Longitudinal Patterns of Exhumation in the Andes of North-Central Chile».

- Tectonics* 37(9), 2863–2886. ISSN 0278-7407. doi: [10.1029/2018TC004997](https://doi.org/10.1029/2018TC004997).
- RODRÍGUEZ, M. P.; PINTO, L. & ENCINAS, A. (2012). «Cenozoic erosion in the Andean forearc in Central Chile (33°–34°S): Sediment provenance inferred by heavy mineral studies». En: *Geological Society of America Special Papers 487* (RASBURY, E. T.; HEMMING, S. R. & RIGGS, N. R., eds.), 09. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 487 141–162. ISBN 9780813724874. doi: [10.1130/2012.2487\(09\)](https://doi.org/10.1130/2012.2487(09)).
- ROE, G. H.; MONTGOMERY, D. R. & HALLET, B. (2002). «Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles». *Geology* 30(2), 143. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/0091-7613\(2002\)030<0143:E00PVO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0143:E00PVO>2.0.CO;2).
- ROLLERI, E. (1975). «Provincias geológicas bonaerenses». En: *VI Congreso Geológico Argentino* 29–54. Bahía Blanca.
- ROSENBLOOM, N. A. & ANDERSON, R. S. (1994). «Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99(B7), 14013–14029. ISSN 01480227. doi: [10.1029/94JB00048](https://doi.org/10.1029/94JB00048).
- ROSSEL, K. (2016). *Cronología de la construcción y erosión del relieve de la Cordillera Frontal chilena durante el Cenozoico (28,5-29°S)*. Tesis de Magister en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 82 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/143517>.
- ROSSEL, K.; AGUILAR, G.; SALAZAR, E.; MARTINOD, J.; CARRETIER, S.; PINTO, L. & CABRÉ, A. (2018). «Chronology of Chilean Frontal Cordillera building from geochronological, stratigraphic and geomorphological data insights from Miocene intramontane-basin deposits». *Basin Research* 30, 289–310. ISSN 0950091X. doi: [10.1111/bre.12221](https://doi.org/10.1111/bre.12221).
- ROYDEN, L.; CLARK, M. & WHIPPLE, K. (2000). «Evolution of river elevation profiles by bedrock incision: analytical solutions for transient river profiles related to changing uplift and precipitation rates». *Eos, Transactions American Geophysical Union* 81 (Fall Meeting Supplement Abstract T62F-09) 81(48), 1–2. url: <http://abstractsearch.agu.org/meetings/2000/FM/T62F-09.html>.
- RUNDEL, P. W.; VILLAGRA, P. E.; DILLON, M. O.; ROIG-JUÑENT, S. & DEBANDI, G. (2007). «Arid and Semi-Arid Ecosystems». En: *The physical geography of South America* (VEBLEN, T. T.; YOUNG, K. R. & ORME, A. R., eds.), cap. 10. New York: Oxford University Press 158–183. ISBN 978-0-19-531341-3.
- RYAN, W. B. F.; CARBOTTE, S. M.; COPLAN, J. O.; O'HARA, S.; MELKONIAN, A.; ARKO, R.; WEISSEL, R. A.; FERRINI, V.; GOODWILLIE, A.; NITSCHKE, F.; BONCZKOWSKI, J. & ZEMSKY, R. (2009). «Global Multi-Resolution Topography synthesis». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10(3), n/a–n/a. ISSN 15252027. doi: [10.1029/2008GC002332](https://doi.org/10.1029/2008GC002332).
- SAF (1991). «Certificado de Calibración de Cámara RC-10 3079 25 septiembre 1991». Servicio Aerofotogramétrico, Fuerza Aérea de Chile. 5 pp. Santiago.
- SAFRAN, E. B.; BIERMAN, P. R.; AALTO, R.; DUNNE, T.; WHIPPLE, K. X. & CAFFEE, M. (2005). «Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes». *Earth Surface Processes and Landforms* 30(8), 1007–1024. ISSN 01979337. doi: [10.1002/esp.1259](https://doi.org/10.1002/esp.1259).
- SAILLARD, M.; HALL, S.; AUDIN, L.; FARBER, D.; HÉRAIL, G.; MARTINOD, J.; REGARD, V.; FINKEL, R. & BONDOUX, F. (2009). «Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ¹⁰Be dating». *Earth and Planetary Science Letters* 277(1-2), 50–63. ISSN 0012821X. doi: [10.1016/j.epsl.2008.09.039](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.039).
- SAILLARD, M.; RIOTTE, J.; REGARD, V.; VIOLETTE, A.; HÉRAIL, G.; AUDIN, L. & RIQUELME, R. (2012). «Beach ridges U-Th dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsula-bay system, Chile». *Journal of South American Earth Sciences* 40, 77–84. ISSN 08959811. doi: [10.1016/j.jsames.2012.09.001](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.09.001).
- SALAS, I.; HERRERA, C.; LUQUE, J.; DELGADO, J.; URRUTIA, J. & JORDAN, T. (2016). «Recent climatic events controlling the hydrological and the aquifer dynamics at arid areas: The case of Huasco River watershed, northern Chile». *Science of The Total Environment* 571, 178–194. ISSN 00489697. doi: [10.1016/j.scitotenv.2016.07.132](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.132).
- SALAZAR, E.; COLOMA, F.; CREIXELL, C.; CONA, R. Í. O.; ALGODÓN, E.; TOTORA, F. L. A. & B, F. C. (2013). «Geología del Área El Tránsito-Lagunillas». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica: N° 149*. 106 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SANTIBÁÑEZ, I.; CEMBRANO, J.; GARCÍA-PÉREZ, T.; COSTA, C.; YÁÑEZ, G.; MARQUARDT, C.; ARANCIBIA, G. & GONZÁLEZ, G. (2019). «Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential». *Andean Geology* 46(1), 32. ISSN 0718-7092. doi: [10.5027/andgeov46n1-3067](https://doi.org/10.5027/andgeov46n1-3067).
- SCHILDGEN, T. F. & HOKE, G. D. (2018). «The Topographic Evolution of the Central Andes». *Elements*

- 14(4), 231–236. ISSN 1811-5217. doi: [10.2138/gselements.14.4.231](https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.231).
- SCHMIDT, K. M. & MONTGOMERY, D. R. (1995). «Limits to relief». *Science* 270(5236), 617–620. ISSN 00368075. doi: [10.1126/science.270.5236.617](https://doi.org/10.1126/science.270.5236.617).
- SCHOLL, D. W.; CHRISTENSEN, M. N.; VON HUENE, R. & MARLOW, M. S. (1970). «Peru-Chile trench sediments and sea-floor spreading». *Bulletin of the Geological Society of America* 81(5), 1339–1360. ISSN 00167606. doi: [10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1339:PTSASS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[1339:PTSASS]2.0.CO;2).
- SCOTESE, C. R.; GAHAGAN, L. M. & LARSON, R. L. (1988). «Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins». *Tectonophysics* 155(1-4), 27–48. ISSN 00401951. doi: [10.1016/0040-1951\(88\)90259-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90259-4).
- SEIDL, M. & DIETRICH, W. (1992). «The problem of channel erosion into bedrock». *Catena* 23(Supplement), 101–104. ISSN 0722-0723. url: http://geography.uoregon.edu/amarcus/geog607w09/Readings/Seid1-Dietrich1992{}_Catena{}_Bedrock.pdf.
- SELLÉS, D. (1999). *La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30'S; 70°30'-70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y geoquímica*. Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 154 pp.
- SELLÉS, D. (2000). «La relación discordante entre las Formaciones Abanico y las Chilcas en la localidad de Angostura: Implicancias regionales». En: *IX Congreso Geológico Chileno*, 1(3) 555–558. Puerto Varas, Chile.
- SELLÉS, D. & GANA, P. (2001). «Geología del área de Talagante-San Francisco de Mostazal, regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica: N° 74*. 31 pp. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SEPÚLVEDA, T.; CORTÉS, J.; MELNICK, D. & CISTERNAS, M. (2018). «Neotectónica y paleosimología del cabalgamiento Andino Occidental (WAT) en la región del Maule, Chile Central, 36°S». En: *XV Congreso Geológico Chileno*, 1(SINT-3), 1 pp. Concepción, Chile.
- SERNAGEOMIN (2003). «Mapa Geológico de Chile: versión digital». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Publicación Geológica Digital No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003)*. 23 pp. Santiago.
- SIEBERT, L. & SIMKIN, T. (2002). *Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions*. Smithsonian Institution, *Global Volcanism Program Digital Information Series GVP-3*. url: http://volcano.si.edu/search{}_volcano.cfm (En línea: 2018-12-30).
- SILVER, P. G.; RUSSO, R. M. & LITHGOW-BERTELLONI, C. (1998). «Coupling of South American and African Plate motion and plate deformation». *Science* 279(5347), 60–63. ISSN 00368075. doi: [10.1126/science.279.5347.60](https://doi.org/10.1126/science.279.5347.60).
- SKEWES, M. & HOLMGREN, C. (1993). «Solevantamiento andino, erosión y emplazamiento de brechas mineralizadas en el depósito de cobre porfídico Los Bronces, Chile central (33°S): aplicación de geotermometría de inclusiones fluidas.» *Revista Geológica de Chile* 20(1), 71–83.
- SKLAR, L. & DIETRICH, W. E. (1998). «River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply». En: *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. *Geophysical Monograph Series vol. 107* (TINKLER, J. & WOHL, E., eds.). Washington, D.C.: AGU 237–260. ISBN 9781118664292. doi: [10.1029/GM107p0237](https://doi.org/10.1029/GM107p0237).
- SKLAR, L. S. & DIETRICH, W. E. (2001). «Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock». *Geology* 29(12), 1087–1090. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/0091-7613\(2001\)029<1087:SARSCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1087:SARSCO>2.0.CO;2).
- SKLAR, L. S. & DIETRICH, W. E. (2004). «A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load». *Water Resources Research* 40(6), 1–21. ISSN 00431397. doi: [10.1029/2003WR002496](https://doi.org/10.1029/2003WR002496).
- SMALL, E. E. & ANDERSON, R. S. (1998). «Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States». *Geology* 26(2), 123. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/0091-7613\(1998\)026<0123:PRPILM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0123:PRPILM>2.3.CO;2).
- SNYDER, N. P.; WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. & MERRITTS, D. J. (2000). «Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California». *Geological Society of America Bulletin* 112(8), 1250–1263. ISSN 00167606. doi: [10.1130/0016-7606\(2000\)112<1250:LRTTFD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1250:LRTTFD>2.3.CO;2).
- SNYDER, N. P.; WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. & MERRITTS, D. J. (2003). «Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108(B2), 2388. ISSN 01480227. doi: [10.1029/2001JB001655](https://doi.org/10.1029/2001JB001655).
- SOMOZA, R. & GHIDELLA, M. E. (2012). «Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited». *Earth and Planetary Science Letters* 331-332, 152–163. ISSN 0012821X. doi: [10.1016/j.epsl](https://doi.org/10.1016/j.epsl)

.2012.03.003.

- SPIKINGS, R.; DUNGAN, M.; FOEKEN, J.; CARTER, A.; PAGE, L. & STUART, F. (2008). «Tectonic response of the central Chilean margin (35-38 S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study». *Journal of the Geological Society* 165(5), 941–953. ISSN 0016-7649. doi: [10.1144/0016-76492007-115](https://doi.org/10.1144/0016-76492007-115).
- SPOTILA, J. A. (2012). «Influence of drainage divide structure on the distribution of mountain peaks». *Geology* 40(9), 855–858. ISSN 00917613. doi: [10.1130/G33338.1](https://doi.org/10.1130/G33338.1).
- STALDER, N.; HERMAN, F.; REINERS, P. W. & AGUILAR, G. (2017). «Late Cenozoic acceleration of erosion in the Southern Central Andes revealed by low -temperature thermochronology». En: *EGU General Assembly*, 85271 pp.
- STALDER, N. F.; HERMAN, F.; FELLIN, M. G.; RIESNER, M. & SIMOES, M. (2018). «Erosion hotspot in the south-western Central Andes revealed by low-temperature thermochronology». En: *EGU General Assembly*, 20(EGU2018-15167-1), 15167 pp. Vienna, Austria.
- STEHBERG, R. & CARVAJAL, N. (1987). «Recientes reconocimientos del Camino del Inca en los términos meridionales del Imperio: tramo Alichue Adentro-Alto Choapa». *Clava (Viña del Mar)* 3, 121–129.
- STEHBERG, R. & CARVAJAL, N. (1988a). «Red Vial Incaica en los terminos meridionales del Imperio: Tramo Valle de Limari-Valle del Maipo». En: *La Frontera del Estado Inca : proceedings [of the] 45 International Congress of Americanists, Bogotá, Colombia 1985* (DILLEHAY, T. & NETHERLY, P., eds.), International Series 442. Oxford, UK: British Archaeological Reports Ltd. 181–214. ISBN 0860545695.
- STEHBERG, R. & CARVAJAL, N. (1988b). «Road system of the Incas in the southern part of their Tawantinsuyu Empire». *National Geographic Research* 4(1), 74–87.
- STOCK, J. & DIETRICH, W. E. (2003). «Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature». *Water Resources Research* 39(4), 1089–1113. ISSN 00431397. doi: [10.1029/2001WR001057](https://doi.org/10.1029/2001WR001057).
- STOCK, J. D. & MONTGOMERY, D. R. (1999). «Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104(B3), 4983–4993. ISSN 01480227. doi: [10.1029/98JB02139](https://doi.org/10.1029/98JB02139).
- STOLAR, D. B.; WILLETT, S. D. & ROE, G. H. (2006). «Climatic and tectonic forcing of a critical orogen». En: *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution* (WILLETT, S. D.; HOVIUS, N.; BRANDON, M. T. & FISHER, D. M., eds.), Special Paper 398. Geological Society of America 241–250. doi: [10.1130/2006.2398\(14\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(14)).
- STRECKER, M.; ALONSO, R.; BOOKHAGEN, B.; CARRAPA, B.; HILLEY, G.; SOBEL, E. & TRAUTH, M. (2007). «Tectonics and Climate of the Southern Central Andes». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35(1), 747–787. ISSN 0084-6597. doi: [10.1146/annurev.earth.35.031306.140158](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140158).
- SWIFT, S. A. & CARR, M. J. (1974). «The segmented nature of the Chilean seismic zone». *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 9(3), 183–191. ISSN 00319201. doi: [10.1016/0031-9201\(74\)90135-6](https://doi.org/10.1016/0031-9201(74)90135-6).
- TAPIA, F. (2015). *Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45'-35°30'S)*. Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 165 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/133232>.
- TARBOTON, D. G.; BRAS, R. L.; RODRIGUEZ-ÍTURBET, I. & PARSONS, R. M. (1991). «On the Extraction of Channel Networks From Digital Elevation Data». *Hydrological Processes* 5(September 1990), 81–100. doi: [10.1002/hyp.3360050107](https://doi.org/10.1002/hyp.3360050107).
- TASSARA, A.; GÖTZE, H. J.; SCHMIDT, S. & HACKNEY, R. (2006). «Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111(9), 1–26. ISSN 21699356. doi: [10.1029/2005JB003976](https://doi.org/10.1029/2005JB003976).
- TASSARA, A. & YÁÑEZ, G. (2003). «Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S)». *Revista geológica de Chile* 30(2), 1–27. ISSN 0716-0208. doi: [10.4067/S0716-02082003000200002](https://doi.org/10.4067/S0716-02082003000200002).
- TAUCARE, M. (en prep.). *Control estructural de la Falla Pucuro en la circulación de fluidos, Los Andes, Chile Central*. Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- TAUCARE, M.; DANIELE, L.; ARANCIBIA, G.; HEUSER, G.; ROQUER, T. & MORATA, D. (2018). «Fallas y circulación de geofluidos en la corteza: Sistemas activos y fósiles». En: *XV Congreso Geológico Chileno*, 1(RENE-5), 1 pp. Concepción, Chile.
- TELBISZ, T.; KOVÁCS, G.; SZÉKELY, B. & SZABÓ, J. (2013). «Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool». *Zeitschrift für Geomorphologie* 57(4), 485–513. ISSN 0372-8854. doi: [10.1127/0372-8854/2013/0110](https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/0110).

- TERRIZZANO, C.; ZECH, R.; GARCÍA-MORABITO, E.; HAGHIPOUR, N.; CHRISTL, M.; LIKERMANN, J.; TOBAL, J. & YAMIN, M. (2016). «Surface exposure dating of moraines and alluvial fans in the Southern Central Andes». En: *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 18 EPSC2016–15358.
- THIELE, R. (1980). «Geología de la Hoja Santiago, Región Metropolitana». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 39*. 51 pp. 1 mapa escala 1:250:000. Santiago.
- THOMAS, H. (1967). «Geología de la Hoja Ovalle, provincia de Coquimbo (escala 1:250 000)». Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín N° 23*. 61 pp. Santiago.
- THOMSON, S. N.; BRANDON, M. T.; TOMKIN, J. H.; REINERS, P. W.; VÁSQUEZ, C. & WILSON, N. J. (2010). «Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building». *Nature* 467(7313), 313–317. ISSN 0028-0836. doi: [10.1038/nature09365](https://doi.org/10.1038/nature09365).
- TRONCOSO, M. (2014). *Evidencia geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la depresión de Los Andes - San Felipe, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso*. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 107 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/132145>.
- TRONCOSO, M.; PINTO, L. & VARGAS, G. (2015). «Geomorfología de un posible escarpe cuaternario en la Zona de Falla Pocuro al sureste de la ciudad de Los Andes, Región de Valparaíso». En: *XIV Congreso Geológico Chileno*, T2 314–316. La Serena, Chile.
- TUCKER, G. E. & SLINGERLAND, R. L. (1994). «Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99(B6), 12229–12243. ISSN 01480227. doi: [10.1029/94JB00320](https://doi.org/10.1029/94JB00320).
- TUCKER, G. E. & WHIPPLE, K. X. (2002). «Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107(B9), ETG 1–1–ETG 1–16. ISSN 01480227. doi: [10.1029/2001JB000162](https://doi.org/10.1029/2001JB000162).
- TUROWSKI, J. M.; HOVIUS, N.; WILSON, A. & HORNG, M. J. (2008). «Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels». *Geomorphology* 99(1-4), 26–38. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2007.10.001](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.001).
- USGS (2004). Alluvial Deposits. *Surficial Geologic Materials in Southern California*. url: https://geomaps.wr.usgs.gov/archive/scamp/html/scg_{ }surf_{ }alluv.html (En línea: 2019-04-15).
- VARGAS, G.; KLINGER, Y.; ROCKWELL, T.; FORMAN, S.; REBOLLEDO, S.; BAIZE, S.; LACASSIN, R. & ARMIJO, R. (2014). «Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes». *Geology* 42(12), 1083–1086. ISSN 1943-2682. doi: [10.1130/G35741.1](https://doi.org/10.1130/G35741.1).
- VARGAS, G. & REBOLLEDO, S. (2015). «La Falla San Ramón y el peligro sísmico de Santiago: Nuevos antecedentes morfoestratigráficos e implicancias normativas». En: *XIV Congreso Geológico Chileno*, 1(ST2) 379–381. La Serena, Chile.
- VÁSQUEZ, M.; RAMÍREZ, S.; MORATA, D.; REICH, M.; BRAUN, J.-J. & CARRETIER, S. (2016). «Regolith production and chemical weathering of granitic rocks in central Chile». *Chemical Geology* 446(SI), 87–98. ISSN 00092541. doi: [10.1016/j.chemgeo.2016.09.023](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.09.023).
- VERGARA, M.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J. O. & CANCINO, A. (1995). «Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile». *Geological Society of America Bulletin* 107(12), 1427–1440. ISSN 00167606. doi: [10.1130/0016-7606\(1995\)107<1427:JAECTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1427:JAECTA>2.3.CO;2).
- VILLAGRÁN, C. (2018). «Biogeografía de los bosques subtropical-templados del sur de sudamérica. Hipótesis históricas». *Magallania (Punta Arenas)* 46(1), 27–48. ISSN 0718-2244. doi: [10.4067/S0718-2244201800100027](https://doi.org/10.4067/S0718-2244201800100027).
- VILLAGRÁN, C. & HINOJOSA, L. F. (1997). «Historia de los bosques del sur de Sudamérica, II: Análisis fitogeográfico». *Revista Chilena De Historia Natural* 70, 241–167.
- VITERI, E. (1970). *Estudio geológico de la región de los cerros Negro y Portales, provincia de Aconcagua, Chile*. Memoria de Título (Inédito). Santiago, Universidad de Chile. 96 pp.
- VUILLE, M. (1999). «Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation». *International Journal of Climatology* 19(14), 1579–1600. ISSN 0899-8418. doi: [10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19991130\)19:14<1579::AID-JOC441>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19991130)19:14<1579::AID-JOC441>3.0.CO;2-N).
- WAGNER, L. S. (2005). «Upper mantle structure in the south central Chilean subduction zone (30° to 36°S)». *Journal of Geophysical Research* 110(B1), B01308. ISSN 0148-0227. doi: [10.1029/2004JB003238](https://doi.org/10.1029/2004JB003238).
- WAITE, K. (2005). *Low-grade metamorphism and fission track analysis in the Main Cordillera of the Andes - Central Chile, 35° south*. Doctoral Thesis. Basel, Suiza, University of Basel. 137 pp. url: http://edoc.unibas.ch/diss/DissB_{ }7490.

- WALL, R.; SELLÉS, D. & GANA, P. (1999). «Area Tiltit-Santiago, Región Metropolitana (escala 1:100 000)». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Mapas Geológicos: N° 11*. 46 pp. Santiago.
- WARD, D. J.; ANDERSON, R. S. & HAEUSSLER, P. J. (2012). «Scaling the Teflon Peaks: Rock type and the generation of extreme relief in the glaciated western Alaska Range». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117(1), 1–20. ISSN 21699011. doi: [10.1029/2011JF002068](https://doi.org/10.1029/2011JF002068).
- WEATHERALL, P.; MARKS, K. M.; JAKOBSSON, M.; SCHMITT, T.; TANI, S.; ARNDT, J. E.; ROVERE, M.; CHAYES, D.; FERRINI, V. & WIGLEY, R. (2015). «A new digital bathymetric model of the world's oceans». *Earth and Space Science* 2(8), 331–345. ISSN 23335084. doi: [10.1002/2015EA000107](https://doi.org/10.1002/2015EA000107).
- WESNOUSKY, S. G. (2006). «Predicting the endpoints of earthquake ruptures». *Nature* 444(7117), 358–360. ISSN 0028-0836. doi: [10.1038/nature05275](https://doi.org/10.1038/nature05275).
- WESNOUSKY, S. G. (2008). «Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture». *Bulletin of the Seismological Society of America* 98(4), 1609–1632. ISSN 0037-1106. doi: [10.1785/0120070111](https://doi.org/10.1785/0120070111).
- WHIPPLE, K.; DI BIASE, R. & CROSBY, B. (2013). «9.28 Bedrock Rivers». En: *Treatise on Geomorphology*, vol. 9. Elsevier 550–573. ISBN 9780123747396. doi: [10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2).
- WHIPPLE, K. X. (2004). «Bedrock Rivers and the Geomorphology of Active Orogens». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32(1), 151–185. ISSN 0084-6597. doi: [10.1146/annurev.earth.32.101802.120356](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120356).
- WHIPPLE, K. X. (2009). «The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts». *Nature Geoscience* 2(2), 97–104. ISSN 1752-0894. doi: [10.1038/ngeo413](https://doi.org/10.1038/ngeo413).
- WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; DI BIASE, R. A.; GASPARINI, N. M. & OUIMET, W. B. (2017). «Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 122(1), 248–273. ISSN 21699003. doi: [10.1002/2016JF003973](https://doi.org/10.1002/2016JF003973).
- WHIPPLE, K. X. & GASPARINI, N. M. (2014). «Tectonic control of topography, rainfall patterns, and erosion during rapid post-12 Ma uplift of the Bolivian Andes». *Lithosphere* 6(4), 251–268. ISSN 1941-8264. doi: [10.1130/L325.1](https://doi.org/10.1130/L325.1).
- WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E. & BROCKLEHURST, S. H. (1999). «Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief». *Nature* 401(6748), 39–43. ISSN 0028-0836. doi: [10.1038/43375](https://doi.org/10.1038/43375).
- WHIPPLE, K. X. & MEADE, B. J. (2006). «Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing». *Earth and Planetary Science Letters* 243(1-2), 218–228. ISSN 0012821X. doi: [10.1016/j.epsl.2005.12.022](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.022).
- WHIPPLE, K. X. & TUCKER, G. E. (1999). «Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104(B8), 17661–17674. ISSN 01480227. doi: [10.1029/1999JB900120](https://doi.org/10.1029/1999JB900120).
- WHIPPLE, K. X. & TUCKER, G. E. (2002). «Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution». *Journal of Geophysical Research* 107(B2), 2039. ISSN 0148-0227. doi: [10.1029/2000JB000044](https://doi.org/10.1029/2000JB000044).
- WHIPPLE, K. X.; WOBUS, C. W.; CROSBY, B.; KIRBY, E. & SHEEHAN, D. (2007). *New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data. GSA short course*. Boulder, Colorado, United States. url: http://geomorphertools.org/Tools/StProf/Tutorials/StProf_UserGuidees_Final.pdf.
- WHITTAKER, A. C. (2012). «How do landscapes record tectonics and climate?» *Lithosphere* 4(2), 160–164. ISSN 1941-8264. doi: [10.1130/RF.L003.1](https://doi.org/10.1130/RF.L003.1).
- WILLETT, S.; BEAUMONT, C. & FULLSACK, P. (1993). «Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens». *Geology* 21(4), 371–374. ISSN 00917613. doi: [10.1130/0091-7613\(1993\)021<0371:MMFTTO>2.3.CO](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0371:MMFTTO>2.3.CO).
- WILLETT, S. D. (1999). «Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104(B12), 28957–28981. ISSN 01480227. doi: [10.1029/1999JB900248](https://doi.org/10.1029/1999JB900248).
- WILLETT, S. D. & BRANDON, M. T. (2002). «On steady states in mountain belts». *Geology* 30(2), 175. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/0091-7613\(2002\)030<0175:OSSIMB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0175:OSSIMB>2.0.CO;2).
- WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L. & CHEN, C.-Y. (2014). «Dynamic Reorganization of River Basins». *Science* 343(6175), 1248765–1248765. ISSN 0036-8075. doi: [10.1126/science.1248765](https://doi.org/10.1126/science.1248765).
- WILLETT, S. D.; SCHLUNEGGER, F. & PICOTTI, V. (2006). «Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps». *Geology* 34(8), 613. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/G22280.1](https://doi.org/10.1130/G22280.1).
- WILLIAMS, M. A. J. (1994). «Cenozoic Climatic Changes in Deserts: A Synthesis». En: *Geomorphology*

- of *Desert Environments* (ABRAHAMSON, A. D. & PARSONS, A. J., eds.), cap. 26. Dordrecht: Springer Netherlands 644–670. ISBN 9789401582568. doi: [10.1007/978-94-015-8254-4_26](https://doi.org/10.1007/978-94-015-8254-4_26).
- WILLNER, A. P.; THOMSON, S. N.; KRÖNER, A.; WARTH, J. A.; WIJBRANS, J. R. & HERVÉ, F. (2005). «Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°–35°30S)». *Journal of Petrology* 46(9), 1835–1858. ISSN 00223530. doi: [10.1093/petrology/egi036](https://doi.org/10.1093/petrology/egi036).
- WILSON, N.; ZENTILLI, M.; REYNOLDS, P. & BORIC, R. (2003). «Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado manto-type copper deposit, Chile: 40 Ar/ 39 Ar geochronology of K-feldspar». *Chemical Geology* 197(1-4), 161–176. ISSN 00092541. doi: [10.1016/S0009-2541\(02\)00350-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00350-9).
- WINOCUR, D. A.; LITVAK, V. D. & RAMOS, V. A. (2014). «Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension». En: *Geodynamic processes in the Andes of Central Chile and Argentina* (SEPÚLVEDA, S. A.; GIAMBIAGI, L. B.; MOREIRAS, S. M.; PINTO, L.; TUNIK, M.; HOKE, G. D. & FARIÁS, M., eds.), Geological Society, London, Special Publications, 399. London: The Geological Society of London 109–130. doi: [10.1144/SP399.2](https://doi.org/10.1144/SP399.2).
- WOBUS, C.; HEIMSATH, A. M.; WHIPPLE, K. & HODGES, K. V. (2005). «Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya». *Nature* 434(7036), 1008–1011. ISSN 0028-0836. doi: [10.1038/nature03454](https://doi.org/10.1038/nature03454).
- WOBUS, C.; WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E.; SNYDER, N.; JOHNSON, J.; SPYROPOLOU, K.; CROSBY, B. & SHEEHAN, D. (2006a). «Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls». En: *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution* (WILLETT, S. D.; HOVIUS, N.; BRANDON, M. T. & FISHER, D. M., eds.), vol. 398 de *Special Paper*. Geological Society of America 55–74. ISBN 0-8137-2398-1. doi: [10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04)).
- WOBUS, C. W.; HODGES, K. V. & WHIPPLE, K. X. (2003). «Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front?» *Geology* 31(10), 861–864. ISSN 0091-7613. doi: [10.1130/G19730.1](https://doi.org/10.1130/G19730.1).
- WOBUS, C. W.; WHIPPLE, K. X. & HODGES, K. V. (2006b). «Neotectonics of the central Nepalese Himalaya: Constraints from geomorphology, detrital 40 Ar/ 39 Ar thermochronology, and thermal modeling». *Tectonics* 25(4), TC4011. ISSN 02787407. doi: [10.1029/2005TC001935](https://doi.org/10.1029/2005TC001935).
- YÁÑEZ, G.; CEMBRANO, J.; PARDO, M.; RANERO, C. & SELLÉS, D. (2002). «The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications». *Journal of South American Earth Sciences* 15(1), 23–38. ISSN 08959811. doi: [10.1016/S0895-9811\(02\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00004-4).
- YÁÑEZ, G. A.; GANA, P. & FERNÁNDEZ, R. (1998). «Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central». *Revista geológica de Chile* 25(2), 175–198. ISSN 0716-0208. doi: [10.4067/S0716-02081998000200005](https://doi.org/10.4067/S0716-02081998000200005).
- YÁÑEZ, G. A.; RANERO, C. R.; VON HUENE, R. & DÍAZ, J. (2001). «Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106(B4), 6325–6345. ISSN 01480227. doi: [10.1029/2000JB900337](https://doi.org/10.1029/2000JB900337).
- YANG, R.; WILLETT, S. D. & GOREN, L. (2015). «In situ low-relief landscape formation as a result of river network disruption.» *Nature* 520(7548), 526–9. ISSN 1476-4687. doi: [10.1038/nature14354](https://doi.org/10.1038/nature14354).
- YU, Y.-X. & GAO, M.-T. (2001). «Effects of the hanging wall and footwall on peak acceleration during the Jiji (Chi-Chi), Taiwan Province, earthquake». *Acta Seismologica Sinica* 14(6), 654–659. ISSN 1000-9116. doi: [10.1007/BF02718076](https://doi.org/10.1007/BF02718076).
- ZACHOS, J. (2001). «Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present». *Science* 292(5517), 686–693. ISSN 00368075. doi: [10.1126/science.1059412](https://doi.org/10.1126/science.1059412).
- ZAMBRANO-BIGIARINI, M.; NAUDITT, A.; BIRKEL, C.; VERBIST, K. & RIBBE, L. (2017). «Temporal and spatial evaluation of satellite-based rainfall estimates across the complex topographical and climatic gradients of Chile». *Hydrology and Earth System Sciences* 21(2), 1295–1320. ISSN 1607-7938. doi: [10.5194/hess-21-1295-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-1295-2017).
- ZECH, J.; TERRIZZANO, C.; GARCÍA-MORABITO, E.; VEIT, H. & ZECH, R. (2017). «Timing and extent of late pleistocene glaciation in the arid Central Andes of Argentina and Chile (22°–41°S)». *Cuadernos de Investigación Geográfica* 43(2), 697–718. ISSN 1697-9540. doi: [10.18172/cig.3235](https://doi.org/10.18172/cig.3235).
- ZECH, R.; KULL, C.; KUBIK, P. W. & VEIT, H. (2007). «Exposure dating of Late Glacial and pre-LGM moraines in the Cordón de Doña Rosa, Northern/Central Chile (~31°S)». *Climate of the Past* 3(1), 1–14. ISSN 1814-9332. doi: [10.5194/cp-3-1-2007](https://doi.org/10.5194/cp-3-1-2007).

- ZECH, R.; KULL, C. & VEIT, H. (2006). «Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, northern Chile (29°S), deduced from ¹⁰Be surface exposure dating». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234(2-4), 277–286. ISSN 00310182. doi: [10.1016/j.palaeo.2005.10.011](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.011).
- ZECH, R.; MAY, J.-H.; KULL, C.; ILGNER, J.; KUBIK, P. W. & VEIT, H. (2008). «Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from ~15 to 40° S». *Journal of Quaternary Science* 23(6-7), 635–647. ISSN 02678179. doi: [10.1002/jqs.1200](https://doi.org/10.1002/jqs.1200).

Anexo

A. Nota acerca de la nomenclatura de las fallas

La existencia de la DC así como sus límites con ambas cordilleras han sido objeto de atención de larga data (*e.g.*, [Domeyko, 1903](#), p. 133-134). Más recientemente, su límite oriental con la CP ha sido objeto de nuevas definiciones que en algún momento perdieron conexión con los trabajos pioneros. Es necesario, antes de pretender seguir construyendo conocimiento, hacer una revisión de carácter histórico en pos de situar claramente las definiciones.

Desde mediados del siglo XX y basados en evidencias de terreno y foteogeología, varios autores hacen mención a una falla geológica regional de rumbo norte-sur que separa la DC de la CP. [Brüggen \(1950\)](#) menciona que la falla se extiende a los pies del Co. San Ramón al este de Santiago y se expresa mediante facetas triangulares, valles colgados y manantiales de agua. Posteriormente, el mismo objeto geológico fue denominado como «falla Pocuro» o «zona de falla Pocuro» (ZFP) a partir de la descripción su zona de daño al interior de estero homónimo ubicado al sureste de la ciudad de Los Andes ([Aguirre, 1960](#); [Carter & Aguirre, 1965](#)). La prolongación otorgada a la ZFP comprendía entre el límite norte de la entonces Provincia de Aconcagua y el sur de Santiago ($\sim 32^{\circ}$ - $33^{\circ}45'S$; [Carter & Aguirre, 1965](#)). La correlación estratigráfica de estratos guía a ambos lados de la ZFP llevan a [Aguirre \(1960, p. 60\)](#) a inferir «un movimiento vertical ascendente relativo del bloque oriental con valor cercano a 2000 m». Posteriormente, [Carter & Aguirre \(1965, p. 559\)](#) mencionan que «*The trace of the fault zone indicates that it is vertical or dips steeply to the west*». Con el reconocimiento de numerosas fallas normales en el flanco oriental de la CC entre el Cordón de Chacabuco ($\sim 33^{\circ}S$) y la localidad de El Sobrante ($\sim 32^{\circ}15'S$), nace el modelo que explica la DC como un graben extensional limitado por las zonas de falla Los Ángeles y Pocuro ([Carter & Aguirre, 1965](#)). El hallazgo de fallas de características similares al ZFP, en las entonces provincias de Coquimbo ([Dediós, 1967](#)) y O'Higgins ([Klohn, 1960](#)), llevan a [Carter & Aguirre \(1965\)](#) a especular que, de ser una sola estructura continua, la ZFP podría ser comparable a las fallas más extensas del mundo.

A partir de los 80', diversos autores continúan reconociendo y caracterizando la ZFP. Entre los $\sim 33^{\circ}$ - $34^{\circ}S$, [Thiele \(1980\)](#) cartografió numerosas fallas normales rectas aproximadamente coincidentes con la traza indicada por [Carter & Aguirre \(1965\)](#). A la latitud de Los Andes, [Padilla \(1980, 1981\)](#) analizó en detalle las brechas de falla (*sensu* [Sibson, 1977](#)) que componen la ZFP o, más rigurosamente denominado «Sistema de Fallas Pocuro» (SFP), así como la relación con intrusivos emplazados en su traza. El SFP en la Hoja Los Andes ([MoscOSO *et al.*, 1982](#)) es cartografiado con un rumbo $N10^{\circ}W$ entre Jahuel y el estero Pocuro. En el mapa de la Hoja Illapel ([Rivano & Sepúlveda, 1986](#)), el SFP es cartografiado inmediatamente al este de Cuncumén ($\sim 31^{\circ}50'S$) bajo el nombre de «falla Pocuro» y movimiento normal de manteo al este. En el texto de la misma hoja, [Rivano & Sepúlveda \(1991\)](#) indican que el graben del estero Cenicero constituye la prolongación septentrional de la «megafalla Pocuro», proyectando así el SFP²² hasta los $\sim 31^{\circ}S$. La Hoja Quillota-Portillo ([Rivano *et al.*, 1993](#)) es bisecada longitudinalmente a los $\sim 70^{\circ}35'W$ por el SFP. En el texto inédito de la misma hoja, [Rivano \(1996\)](#) describe la SFP como una zona de fallas extensivas y transcurrentes, con clivaje de fractura penetrativo, salbanda, espejos de falla verticales, alteración hidrotermal y afloración ocasional de aguas termales (haciendo alusión a las termas de Jahuel y Colina). [Hauser \(1999\)](#) relaciona genéticamente las termas de Apoquindo y la presencia del SFP. Además de su expresión superficial, el SFP se muestra en estrecha relación el incremento en la anomalía de Bouguer bajo la CP ([Cañuta & Zúñiga, 1994](#); [Rivano, 1996](#)).

[Lavenu & Cembrano \(1999\)](#) publican un estudio detallado acerca de los regímenes de estrés registrados en la CC, DC y CP en el Pleistoceno y Cuaternario entre San Felipe y Aysén. Señalan la presencia de fallas con rumbos NS, $N10^{\circ}E$, $N30^{\circ}E$ y $N40^{\circ}E$ limitando la CC de la DC, que presentan mayoritariamente espejos de fallas transcurrentes y en menor medida indicadores de movimientos inversos y normales. Trazan el ímite entre la DC y CP mediante una falla que se extiende entre los $\sim 33^{\circ}S$ y $\sim 36^{\circ}S$ indicando que, en esta última latitud, corresponde a una falla de escala regional, rumbo $N30^{\circ}E$ y movimiento transcurrente. Los autores interpretan ambos límites corresponden a un escarpe de línea de falla erosionado, sin embargo, no citan ninguno de los trabajos anteriores mencionados, ni indican nombres específicos a ninguna de las fallas reconocidas.

Con respecto al SFP, en la Hoja TilTil-Santiago [Wall *et al.* \(1999, p. 21\)](#) señalan que «no se pudo verificar la falla propuesta, en el cerro Apoquindo, al este de Santiago, y cortando depósitos coluviales cuaternarios, se

²²De entre los prefijos de falla, zona de falla, sistema de fallas y megafalla, es más adecuado utilizar el de sistema. Así el SFP puede abarcar las características de extensión regional y su complejidad relacionada a diversas trazas de fallas y zonas de falla.

encuentra una falla de alto ángulo, a la que se asocia el surgimiento de aguas termales (Baños de Apoquindo; Hauser, 1997), mientras que en su prolongación al norte de La Dehesa, se encuentran numerosos depósitos de remoción en masa, probablemente relacionados a una zona de debilidad mecánica. En las cercanías de cerro Grande, ocurren fallas norte-sur con movimiento de rumbo, lo cual está sugerido por el desplazamiento sinistral del curso del estero Colina, en aproximadamente 2 km. En la zona de La Dehesa-Lo Barnechea, fallas normales afectan niveles sedimentarios de la Formación Abanico. Dos fallas normales de alto ángulo, al oeste del cerro Oreganillo y en el estero Las Gualtatas, presentan desplazamientos verticales estimados en 300 m y 100 m». Los fallamientos y el desplazamiento de rumbo sinistral del estero Colina había sido previamente publicado por Gana & Wall (1997).

Comenzando el siglo XXI, Rauld (2002) presentó su Memoria de Título enfocada a la caracterización del frente montañoso de Santiago y acuña el nombre de la «Falla San Ramón» (FSR). A pesar de realizar una investigación bibliográfica acabada, el autor otorga el nombre de FSR a la estructura geológica causante del escarpe que se extiende a los pies del Co. San Ramón. Así, Rauld (2002, p. 2) explica que «El nombre de Falla Pocuro fue dado, por los autores anteriormente mencionados, a esta falla que identificaron en el sector de Los Andes al Norte de Santiago. En el presente estudio se propone el nombre de Falla San Ramón a la falla que corre a los pies occidentales del cordón del San Ramón dada la relación que presenta con este macizo montañoso, y también, por que no presenta ninguna relación directa con la Falla Pocuro conocida más al Norte. En el área de estudio la falla presenta características únicas y bien definidas que serán detalladas posteriormente». A partir de entonces, diversos autores han dado cuenta de que los últimos movimientos del SFP fueron de tipo inverso vergente al oeste (Campbell, 2005; Jara, 2013; Jara & Charrier, 2014; Machuca, 2017). Adicionalmente, se han acuñado una serie de nuevos nombres como la Falla Cariño Botado (Troncoso, 2014), fallas Jahuel, El Cántaro, Los Pozos, Los Sapos (Machuca, 2017), para denominar a diferentes segmentos de fallas en el ámbito del SFP, que presentan características singulares a una escala local.

Con base en los antecedentes presentados previamente, es claro que todos los autores han estado refiriéndose a un mismo objeto geológico a través del tiempo. Se propone la denominación de SFP como nombre del sistema estructural regional que se extiende, al menos, entre los $\sim 31^{\circ}\text{S}$ y $\sim 34^{\circ}\text{S}$. Por las características presentadas, no cabe duda que la historia del SFP es larga y compleja, con movimientos normales, transcurrentes e inversos que se habrían sucedido, al menos, desde el Paleógeno (Charrier *et al.*, 2007). Aunque algunos autores presentan antecedentes que parecen minar con la continuidad del SFP (Wall *et al.*, 1999; Godoy, 2015) tal como se ha indicado desde Carter & Aguirre (1965), es probable que hagan falta estudios más detallados para descifrar la complejidad del segmento comprendido entre la cabecera de la cuenca del estero Pocuro y La Dehesa.

El SFP no merece ser cercenado y condenado a desaparecer por su interpretada naturaleza normal y manto al oeste hecha inicialmente (Aguirre, 1960; Carter & Aguirre, 1965). Es dable, y no resulta en contradicción, referirse a sus segmentos individuales para resaltar sus características propias mediante nombres específicos y así continuar ahondando en el conocimiento de la historia tectónica del SFP. Los sistemas de fallas de Atacama y Domeyko en el norte de Chile son ejemplos notables de sistemas de fallas de gran escala, con historias complejas y longevas que conviven con nombres propios para segmentos específicos, que incluso pueden tener actividad reciente (ver Cortés-Aranda *et al.*, 2015, como ejemplo de segmentos en el Sistema de Fallas de Atacama).

B. Revisión bibliográfica acerca de la la exhumación en los Andes de Chile central

LA EXHUMACIÓN CENOZOICA EN EL ORÓGENO ANDINO DE CHILE Y ARGENTINA CENTRALES (32°-34°S)

Revisión bibliográfica acerca del problema del alzamiento y la exhumación en un contexto teórico y su aplicación a la comprensión de la evolución de los Andes de Chile y Argentina centrales

Este trabajo se enmarcó en el curso: GL71C-1 «Procesos Geodinámicos en Ambiente de Subducción», realizado el semestre Primavera del año 2017

La exhumación cenozoica en el orógeno andino de Chile y Argentina centrales (32°-34°S)

José Estay

Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

RESUMEN

En este trabajo se presenta una revisión entorno al problema de la exhumación de los Andes de Chile y Argentina centrales (ACAc) desde tres perspectivas. Primero, se aborda el contexto conceptual y teórico en donde se inserta la exhumación, así como sus procesos y magnitudes. Segundo, se sitúa a los Andes como orógeno convergente y se describen sus flujos entrantes y salientes principales. Finalmente, se presenta una revisión de antecedentes que incumben la exhumación cenozoica de cuatro unidades morfoestructurales de los ACAc y una breve discusión acerca de las mayores implicancias.

INTRODUCCIÓN

Cinco unidades morfoestructurales de orientación nort-sur conviven lateralmente a lo largo de la clásica transecta de los ACAc (32°-34°S), entre Valparaíso y Mendoza. De oeste a este, la Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC), Cordillera Principal (CP), Cordillera Frontal (CF) y Precordillera (PC) se exponen en un ancho que no supera los ~ 300 km. Exceptuando la DC, que consiste en una cobertura sedimentaria e ignimbrítica cuaternaria no litificada en el fondo del valle central (Araneda *et al.*, 2000), el resto de las unidades morfoestructurales constituyen cadenas montañosas rocosas. Cuando se observa que éstas últimas difieren notablemente en edad, deformación, geomorfología y litología, resalta la pregunta: ¿cómo estas rocas llegan a aflorar lateralmente constituyendo una cadena montañosa como los ACAc?. La respuesta es, en una palabra, «exhumación».

La exhumación, el retorno de rocas profundas a la superficie terrestre, sucede mediante tres procesos: erosión, fallamiento normal, y adelgazamiento o flujo dúctil (Ring *et al.*, 1999). En ese sentido, el posicionamiento en la vertical de las unidades morfoestructurales de los ACAc, en última instancia, se debe a complejas y diferentes historias de exhumación.

El objetivo de este trabajo es proporcionar una revisión selectiva en torno al problema de la exhumación cenozoica en los ACAc desde una perspectiva conceptual hasta evidencias de terreno. Este trabajo está inserto en el curso «Procesos Geodinámicos en Ambientes de Subducción» del programa de postgrado en geología de la Universidad de Chile.

CONCEPTOS Y DEFINICIONES

Antes de adentrarse en la exhumación de los ACAc, vale la pena clarificar ciertos conceptos en torno a la exhumación. England & Molnar (1990) definen la exhumación (E_r) como el desplazamiento de las rocas respecto a la superficie de la Tierra, y como alzamientos de roca (U_r) y superficie (U_s), al movimiento en contra del campo gravitatorio te-

rrestre medido con respecto al geode. En estas definiciones establecen que alzamiento y exhumación están íntimamente ligados (Ecuación 1).

$$U_s = U_r - E_r \quad (1)$$

Si a través del tiempo en un punto espacial específico $U_s = U_r$, significa que las rocas en el punto permanecen igual de enterradas ($E_r = 0$). Si la diferencia entre $U_r - U_s > 0$, significa que han operado procesos de exhumación.

PROCESOS Y MAGNITUDES DE EXHUMACIÓN

Como describen Ring *et al.* (1999), los procesos de exhumación —erosión, fallamiento normal, y adelgazamiento o flujo dúctil— (Fig. 1) abarcan todos los posibles procesos que pueden "destechar" (*unroofing*) rocas profundamente enterradas en la corteza terrestre. Estos procesos ocurren en una variedad de configuraciones tectónicas, que incluyen *rifts* oceánicos y fallas transformantes, zonas de *rifts* continentales, zonas de subducción y zonas de colisión continental.

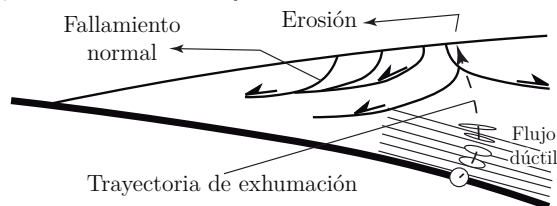


Figura 1: Procesos de exhumación: erosión, fallamiento normal y flujo dúctil (modificada de Ring *et al.* 1999). El círculo muestra una partícula acretada en la base de la cuña, la cual es deformada a lo largo de su trayectoria de exhumación.

Impulsada por el clima, la erosión de los orógenos es el proceso más evidente de exhumación. Los potentes depósitos sinorogénicos alrededor de las cadenas montañosas son la muestra patente de los enormes volúmenes de masa removidos. El fallamiento normal, desencadenado por un campo de esfuerzos extensional, abarca tanto el fallamiento normal a nivel de la corteza superior, como zonas de cizalle dúctil en sentido-normal de la corteza profunda. El sello distintivo observado en las rocas exhumadas por este proceso es el reinicio isotópico a gran escala del bloque yacente, hecho que deja en evidencia un rápido enfriamiento generalizado. El adelgazamiento dúctil se refiere al acortamiento a gran escala en la cuña orogénica que puede ser visto como un simple modelo de ascenso diapírico de rocas. Este ascenso boyante de rocas cuarzofeldespáticas de alta-presión y ultra-alta-presión se observa en numerosos complejos metamórficos de prismas de acreción. Cada configuración tectónica donde sucede exhumación se caracteriza por una profundidad máxima de las

rocas exhumadas. Las profundidades más someras, ~ 10 km, se alcanzan en los *rifts* oceánicos y transformantes. En episodios individuales de *rifts* continental se exhuman rocas de hasta ~ 25 km, mientras que en zonas de subducción ~ 30 - 40 km. Las profundidades más grandes, > 125 km se alcanzan en zonas de colisión continental (Ring *et al.*, 1999).

ORÓGENOS CONVERGENTES

Ring *et al.* (1999) definen orógeno como cualquier topografía montañosa de la superficie de la Tierra resultante de deformación localizada, y establecen que los diferentes tipos de orógenos son abarcados de manera consistente a partir de la relación cinemática de las placas que lo rodean. Convergente, divergente y translacional, son términos que no tienen complicaciones en englobar orógenos con campos de deformación diferentes a distintos niveles. La deformación de los orógenos convergentes, como los Andes (orógeno convergente en zona de subducción), puede ser analizada a partir de los campos de flujos interiores: adelgazamiento, engrosamiento y mixto. Estos flujos son el resultado de la distribución de entrada y salida que, desde la perspectiva del modelo de cuña acrecionaria (Fig. 2), están dados por la acreción y la erosión superficial, respectivamente (Ring *et al.*, 1999). Aunque en general, el flujo acrecionario más importante ingresa por el pro-lado, tanto por acreción frontal (*offcraping*) como basal (*underplating*), también puede existir flujo acrecionario en el retro-lado, especialmente cuando hay avance de la zona de subducción (Willett *et al.*, 1993; Ring *et al.*, 1999). El flujo erosional puede ser significativo cuando existe suficiente topografía subaérea y escorrentía para desarrollar un sistema de drenaje integrado que transporte el material erosionado. Como regla general, la acreción frontal y la erosión tienden a promover la contracción horizontal a través de un orógeno (Ring *et al.*, 1999).

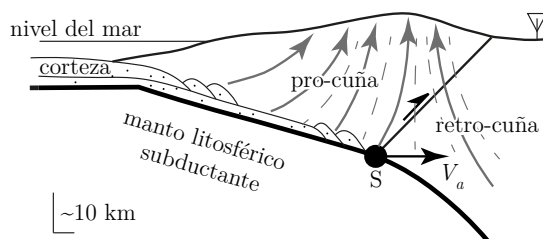


Figura 2: Ilustración esquemática de cuña convergente mostrando las regiones de pro y retro-cuña, el punto S , V_a para el caso de subducción en avance, y líneas de flujo (gris) en un orógeno con flujo de engrosamiento (modificada de Feehan & Brandon 1999; Ring *et al.* 1999)

FLUJOS EN EL ORÓGENO DE LOS ANDES

En un modelo de subducción/acreción, el cinturón orogénico de los Andes es caracterizado por el avance de la zona de subducción ($V_a > 0$). Este proceso es descrito por el movimiento del punto S hacia la placa superior al mismo tiempo que ésta se contrae. El engrosamiento cortical y el crecimiento de los Andes ha ocurrido sin ninguna acreción significativa

desde la placa de Nazca. Sin esta acreción, el acortamiento de la Placa Sudamericana debe estar sostenido por el desplazamiento hacia el este de la loza oceánica (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Isacks, 1988; Pope & Willett, 1998).

La precipitación actual en los ACAC indica que son más bien áridos, siendo solo más húmedos en el sur-oeste. La vertiente occidental, así como la parte más elevada de la vertiente oriental, se ubican en el notable gradiente climático que conecta la región lluviosa del sur (> 2 m/a) con una árida por el norte (< 10 cm/a). Las tasas de erosión decenal y milenaria en la vertiente occidental alcanzan su máximo a la latitud de Santiago ($\sim 0,25$ mm/a). Entorno a este pico las tasas de erosión decaen, más suave hacia el sur que al norte, generalmente por debajo de los $0,05$ mm/a (Carretier *et al.*, 2013). El lado argentino de los ACAC es una región árida sin grandes variaciones de precipitación (Strecker *et al.*, 2007) y con tasas de erosión muy bajas (Walcek & Hoke, 2012).

HISTORIA DE EXHUMACIÓN

En esta sección se presenta una selección de datos bibliográficos de la historia de exhumación, durante el cenozoico, de la CC, CP, CF y PC de los ACAC.

Cordillera de la Costa

De oeste a este, en la CC afloran, principalmente, complejos acrecionarios metamórficos paleozoicos, plutones del Paleozoico tardío al Jurásico Medio, además de rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias que abarcan desde el Jurásico Superior al Cretácico (Hervé, 1988; Sellés & Gana, 2001; Willner *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007). La mayoría de estas rocas se exhumaron, a profundidades < 5 km, antes del Cenozoico (Gana & Zentilli, 2000; Willner *et al.*, 2005; Parada *et al.*, 2005). A través de proveniencia sedimentaria de la Fm. Navidad, depositada entre 23-18 Ma en la costa de Chile central, se evidencia la erosión continua de la CC durante este período (Rodríguez *et al.*, 2012; Gutiérrez *et al.*, 2013). El resto de evidencias de exhumación cenozoica en la CC se ubican en su borde oriental. Edades de trazas de fisión en apatito (AFT) entre 46-35 Ma se asocian a la exhumación por fallamiento normal producto del desarrollo de la cuenca de Abanico (Campbell, 2005; Fock, 2005; Farías *et al.*, 2008). Existen edades de AFT de $18,3 \pm 2,6$ Ma en rocas del Cretácico Superior que se asocian a la inversión de la cuenca Fock (2005). Adicionalmente, existen peneplanicies que evidencian el alzamiento de superficie de $\sim 1,5$ km y la consiguiente exhumación por erosión, que habría tenido lugar entre $\sim 7,6$ - 2 Ma (Farías *et al.*, 2008).

Cordillera Principal

La CP se compone, en su sector occidental, por rocas volcanoclasticas de edad Eoceno-Mioceno de la cuenca extensional de Abanico (Charrier *et al.*, 2002), y en su sector oriental, por potentes secuencia sedimentarias mesozoicas que forman fajas plegadas y corridas (Giambiagi *et al.*, 2003). Datos geomorfológicos, de proveniencia sedimentaria, termocronológicos y termométricos indican que las rocas en ambos sectores fueron exhumadas durante el Cenozoico (e.g. Kurtz *et al.*, 1997; Makshev *et al.*, 2003; Farías *et al.*, 2008;

Rodríguez *et al.*, 2012), posteriormente al prolongado evento extensional ocurrido durante el Eoceno-Mioceno temprano (Charrier *et al.*, 2002). En el sector occidental, aunque existen edades de emplazamiento de varios plutones, como es el caso de La Obra (21,6 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), que coinciden prácticamente con las edades AFT de los mismos, implicando que desde su emplazamiento se han mantenido a profundidades someras exhumándose a lo más de 3,5 km (Kurtz *et al.*, 1997; Maksaev *et al.*, 2003). Existen numerosos plutones que poseen edades AFT en el rango de 5,6-3,1 Ma, las cuales son significativamente más bajas que edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Maksaev *et al.*, 2003), indicando un período de enfriamiento acelerado entre los 6-3 Ma y una exhumación máxima de ~ 8 km (Maksaev *et al.*, 2009). En base al análisis de proveniencia sedimentaria de los depósitos de las cuencas de Navidad, Manantiales y Alto Tunuyán, se evidencia la exhumación de ambos sectores de la CP. El registro de la cuenca de Navidad muestra el avance de la erosión de oeste a este de las fms. Abanico y Farellones de la CP ocurrida desde el Mioceno temprano (Rodríguez *et al.*, 2012). Por su parte, las cuencas de Manantiales y Alto Tunuyán registran los cambios en la fuente de sedimentos desde el sector occidental al oriental de la CP, con rango de edades de 22-11 Ma, que indican el desatechamiento de la CP durante el Mioceno medio (Giambiagi *et al.*, 2003; Porras *et al.*, 2016; Pinto *et al.*, 2018). Mediante marcadores geomorfológicos de incisión, Farías *et al.* (2008) estimaron que la erosión producto del alzamiento, entre los 10,5-4,6 Ma, ha exhumado rocas de 1,5-2 km, en el sector occidental, y de 2-2,5 km, en el sector oriental. El relieve de las cabeceras de los valles glaciales en el sector oriental de la CP en el lado argentino, así como estudios paleosismológicos en el sector occidental de la CP en el lado chileno, sugieren que el alzamiento continúa (Vargas *et al.*, 2014; Hoke *et al.*, 2015).

Cordillera Frontal

La CF se compone por cordones individuales de orientación norte-sur en donde afloran rocas metamórficas del Proterozoico, depósitos marinos del Paleozoico tardío, granitoides del Carbonífero-Pérmico y rocas volcánicas del Pérmico-Triásico (Heredia *et al.*, 2012, y referencias allí). Datos de proveniencia sedimentaria y termocronología indican que la CF comenzó a exhumarse a partir de los 19 y 25 Ma, respectivamente (Pinto *et al.*, 2018; Hoke *et al.*, 2015). En base proveniencia sedimentaria de las cuencas de Manantiales y Alto Tunuyán, la exhumación de la CF habría ocurrido debido al levantamiento de bloques de basamento individuales propagándose de norte a sur (Pinto *et al.*, 2018). Partiendo entre 19-12 Ma en el cordón de La Ramada-Espinacito, continuando entre 12-11 Ma en la Cordillera del Tigre y terminando entre los 12-5 Ma con los cordones del sur (Giambiagi *et al.*, 2003; Porras *et al.*, 2016; Pinto *et al.*, 2018). Mediante termocronología de (U-Th)He a lo largo de dos perfiles verticales (> 2 km), entre el fondo de los ríos y los paisajes relictos, Hoke *et al.* (2015) constriñeron la exhumación de la CF. 25 Ma es el punto de inflexión en la historia de exhumación de la CF, previo a él lo hizo a tasas $< 0,01$ mm/a y

posteriormente se aceleró a tasas 0,06-0,1 mm/a. Los mismos autores sugieren, vía análisis del relieve de las cabeceras glaciales, que el alzamiento continúa. En terreno es posible observar el paisaje relictos Mioceno que corona las cimas de las montañas de la CF (Fig. 3).



Figura 3: Fotografía del paisaje de bajo relieve relictos Mioceno de la CF visto desde las cercanías de Uspallata, Argentina. Notar la horizontalidad, relativamente a la misma elevación (~ 3500 m s.n.m.), de las cimas.

Precordillera

En la parte austral de la PC afloran rocas paleozoicas y triásicas que componen una faja plegada y corrida de piel fina bivergente (Giambiagi *et al.*, 2011, y las referencias allí). El alzamiento inicial de la PC austral podría haberse iniciado a los 11 Ma, coetáneo al arribo de la Dorsal de Juan Fernández (Yáñez *et al.*, 2001; Cortés *et al.*, 2015). Vía análisis geomorfológico cuantitativo de reconstrucción del relieve Mioceno en base a paisajes relictos, Walcek & Hoke (2012) determinaron que la PC comenzó su alzamiento a ~ 10 Ma. Existe evidencia paleosismológica y terremotos históricos que dan cuenta de que el alzamiento de la PC continúa hasta el presente (Costa *et al.*, 2006, y las referencias allí).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La exhumación cenozoica en el orógeno convergente en zona de subducción en avance como los ACAC es ocasionada principalmente por la erosión, debido al alzamiento tectónico impulsado por un flujo de engrosamiento. No existen evidencias de acreción en ningún lado de la cuña orogénica durante éste período, por lo cual el alzamiento de los ACAC se debe al acortamiento generado por el avance del punto S hacia la placa Sudamericana. Los datos geológicos indican que existe una progresión de la exhumación cenozoica de oeste a este, iniciándose durante diferentes momentos del Mioceno y con rangos que no superan los ~ 8 km. La CC experimentó exhumación en su borde oriental en el Eoceno-Oligoceno, por fallamiento normal, y posteriormente durante el Mioceno, por erosión. Los datos de exhumación de la CP indican que ocurrió un pulso en el Mioceno temprano a medio y otro en el Plioceno, mientras que datos geomorfológicos y paleosismológicos indican que el alzamiento continúa. La CF exhibe una progresión de su exhumación de norte a sur, partiendo en el Mioceno temprano en la parte norte y en el Mioceno tardío en la parte sur, evidencias geomorfológicas indican que su alzamiento continúa. La exhumación de la PC se habría iniciado en el Mioceno tardío continuando hasta el presente.

AGRADECIMIENTOS

El programa de magíster, en el cual este curso se inserta, fue financiado parcialmente por D. Estay (Putando, Chile), M. Estay de la Pontificia Universidad Católica de Chile, y L. Pinto de la Universidad de Chile. Agradecimientos especiales Departamento de Geología de la Universidad de Chile y a los académicos R. Charrier y G. Vargas por el financiamiento y sus valiosos comentarios en terreno. Gracias también a M. Wong por las constructivas revisiones de este trabajo.

REFERENCIAS CITADAS

- Araneda, M.; Avedaño, M. & Merlo, C. (2000). «Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, Etapa III Final». In: *IX Congreso Geológico Chileno*, 2. Puerto Varas, Chile.
- Campbell, D. (2005). *Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocón y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona*. Memoria de Geólogo (Inédito). Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 113 p.
- Carretier, S.; Regard, V.; Vassallo, R.; Aguilar, G.; Martinod, J.; Riquelme, R.; Pepin, E.; Charrier, R.; Héral, G.; Fariás, M.; Guyot, J. L.; Vargas, G. & Lagane, C. (2013). «Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile». *Geology* **41**(2), pp. 195–198. ISSN 00917613. doi:10.1130/G33735.1.
- Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J.; Gans, P.; Kay, S.; Muñoz, N.; Wyss, A. & Zurita, E. (2002). «Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.)». *Journal of South American Earth Sciences* **15**(1), pp. 117–139. ISSN 08959811. doi:10.1016/S0895-9811(02)00009-3.
- Cortés, J. M.; Terrizzano, C. M.; Pasini, M. M.; Yamin, M. G. & Casa, A. L. (2015). «Quaternary tectonics along oblique deformation zones in the Central Andean retro-wedge between 31°30'S and 35°S». *Geological Society, London, Special Publications* **399**(1), pp. 267–292. ISSN 0305-8719. doi:10.1144/SP399.10.
- Costa, C. H.; Audemard, F. A.; Bezerra, F. H.; Lavenue, A.; Machette, M. N. & Paris, G. (2006). «An overview of the main Quaternary deformation of South America». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **61**(4), pp. 461–479. ISSN 00044822.
- England, P. & Molnar, P. (1990). «Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks». *Geology* **18**(12), 1173 p. ISSN 0091-7613. doi:10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2.
- Fariás, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J. & Comte, D. (2008). «Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S)». *Tectonics* **27**(1), pp. n/a–n/a. ISSN 02787407. doi:10.1029/2006TC002046.
- Feehan, J. G. & Brandon, M. T. (1999). «Contribution of ductile flow to exhumation of low-temperature, high-pressure metamorphic rocks: San Juan-Cascade nappes, NW Washington State». *J. Geophys. Res.* **104**(B5), pp. 10883–10902. ISSN 0148-0227. doi:10.1029/1998JB900054.
- Fock, A. (2005). *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S*. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 179 p.
- Gana, P. & Zentilli, M. (2000). «Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central». In: *IX Congreso Geológico Chileno*, 2.
- Giambiagi, L.; Mescua, J.; Bechis, F.; Martínez, A. & Folguera, A. (2011). «Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, southern Central Andes». *Geosphere* **7**(1), pp. 219–239. ISSN 1553-040X. doi:10.1130/GES00572.1.
- Giambiagi, L. B.; Ramos, V. A.; Godoy, E.; Alvarez, P. P. & Orts, S. (2003). «Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude». *Tectonics* **22**(4), pp. n/a–n/a. ISSN 02787407. doi:10.1029/2001TC001354.
- Gutiérrez, N. M.; Hinojosa, L. F.; Le Roux, J. P. & Pedroza, V. (2013). «Evidencias de una edad miocena temprana-media de la formación navidad: Implicancias paleontológicas, paleoclimáticas y tectónicas». *Andean Geology* **40**(1), pp. 66–78. ISSN 07187092. doi:10.5027/andgeoV40n1-a03.
- Heredia, N.; Fariás, P.; García-Sansegundo, J. & Giambiagi, L. (2012). «The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordon del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution». *Andean Geology* **39**(2), pp. 242–257. ISSN 0718-7106. doi:10.5027/andgeoV39n2-a03.
- Hervé, F. (1988). «Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile». *Episodes* **11**(3), pp. 183–188. ISSN 07053797.
- Hoke, G. D.; Graber, N. R.; Mescua, J. F.; Giambiagi, L. B.; Fitzgerald, P. G. & Metcalf, J. R. (2015). «Near pure surface uplift of the Argentine Frontal Cordillera: insights from (U-Th)/He thermochronometry and geomorphic analysis». *Geological Society, London, Special Publications* **399**(1), pp. 383–399. ISSN 0305-8719. doi:10.1144/SP399.4.
- Isacks, B. L. (1988). «Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline». *Journal of Geophysical Research* **93**(B4), 3211 p. ISSN 0148-0227. doi:10.1029/JB093iB04p03211.
- Kurtz, A. C.; Kay, S. M.; Charrier, R. & Farrar, E. (1997). «Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34–35 degrees S)». *Revista Geológica de Chile* **24**(1), pp. 75–90. ISSN 07160208. doi:10.5027/andgeoV24n1-a05.
- Maksaev, V.; Munizaga, F.; Zentilli, M. & Charrier, R. (2009). «Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33–35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization». *Andean Geology* **36**(2), pp. 153–171. ISSN 07187092. doi:10.4067/S0718-71062009000200001.
- Maksaev, V.; Zentilli, M.; Munizaga, F. & Charrier, R. (2003). «Denudación/Alzamiento del Mioceno Superior – Plioceno Inferior de la cordillera de Chile central (33°–35°S) Inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos». In: *X Congreso Geológico Chileno*. Concepción, Chile.
- Parada, M. A.; Feraud, G.; Fuentes, F.; Aguirre, L.; Morata, D. & Larrondo, P. (2005). «Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile». *Journal of the Geological Society* **162**(2), pp. 273–287. ISSN 0016-7649. doi:10.1144/0016-764903-173.
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P. (1987). «Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time». *Tectonics* **6**(3), pp. 233–248. ISSN 02787407. doi:10.1029/TC006i003p00233.
- Pinto, L.; Alarcón, P.; Morton, A. & Naipauer, M. (2018). «Geochemistry of heavy minerals and U-Pb detrital zircon geochronology in the Mantantías Basin: Implications for Frontal Cordillera uplift and foreland basin connectivity in the Andes of central Argentina». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **492**, pp. 104–125. ISSN 00310182. doi:10.1016/j.palaeo.2017.12.017.
- Pope, D. C. & Willett, S. D. (1998). «Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction». *Geology* **26**(6), pp. 511–514. ISSN 00917613. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0511:TMMFCT>2.3.CO;2.
- Porras, H.; Pinto, L.; Tunik, M.; Giambiagi, L. & Deckart, K. (2016). «Provenance of the Miocene Alto Tunuyán Basin (33°40'S, Argentina) and its implications for the evolution of the Andean Range: Insights from petrography and U-Pb LA-ICPMS zircon ages». *Tectonophysics* **690**, pp. 298–317. ISSN 00401951. doi:10.1016/j.tecto.2016.09.034.
- Richter, P. P.; Ring, U.; Willner, A. P. & Leiss, B. (2007). «Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile». *Journal of the Geological Society* **164**(1), pp. 203–214. ISSN 0016-7649. doi:10.1144/0016-76492005-181.
- Ring, U.; Brandon, M. T.; Willett, S. D. & Lister, G. S. (1999). «Exhumation processes». *Geological Society, London, Special Publications* **154**(1), pp. 1–27. ISSN 0305-8719. doi:10.1144/GSL.SP.1999.154.01.01.
- Rodríguez, M. P.; Linoñir, L. P. & Encinas, A. (2012). «Cenozoic erosion in the Andean forearc in Central Chile (33°–34°S): Sediment provenance inferred by heavy mineral studies». *Geological Society of America Special Papers* **487**(09), pp. 141–162. ISSN 00721077. doi:10.1130/2012.2487(09).
- Sellés, D. & Gana, P. (2001). «Geología del área de Talagante-San Francisco de Mostazal, regiones Metropolitana y Libertador General Bernardo O'Higgins». *Carta Geológica de Chile: N° 74*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. 31 p.
- Strecker, M.; Alonso, R.; Bookhagen, B.; Carrapa, B.; Hiley, G.; Sobel, E. & Trauth, M. (2007). «Tectonics and Climate of the Southern Central Andes». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **35**(1), pp. 747–787. ISSN 0084-6597. doi:10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.
- Vargas, G.; Klinger, Y.; Rockwell, T. K.; Forman, S. L.; Rebolledo, S.; Baize, S.; Lacassin, R. & Armijo, R. (2014). «Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes». *Geology* **42**(12), pp. 1083–1086. ISSN 19432682. doi:10.1130/G35741.1.
- Walcek, A. A. & Hoke, G. D. (2012). «Surface uplift and erosion of the southernmost Argentine Precordillera». *Geomorphology* **153**-154, pp. 156–168. ISSN 0169555X. doi:10.1016/j.geomorph.2012.02.021.
- Willett, S.; Beaumont, C. & Fullsack, P. (1993). «Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens». *Geology* **21**(4), pp. 371–374. ISSN 00917613. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0371:MMFTTO>2.3.CO.
- Willner, A. P.; Thomson, S. N.; Kröner, A.; Wartho, J. A.; Wijbrans, J. R. & Hervé, F. (2005). «Time markers for the central Andes and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°–35°30'S)». *Journal of Petrology* **46**(9), pp. 1835–1858. ISSN 00223530. doi:10.1093/petrology/egi036.
- Yáñez, G. A.; Ranero, C. R.; von Huene, R. & Díaz, J. (2001). «Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **106**(B4), pp. 6325–6345. ISSN 01480227. doi:10.1029/2000JB900337.

Manuscrito recibido el 30 de abril del 2018
Impreso en Chile

C. Transiciones fisiográficas en alta resolución

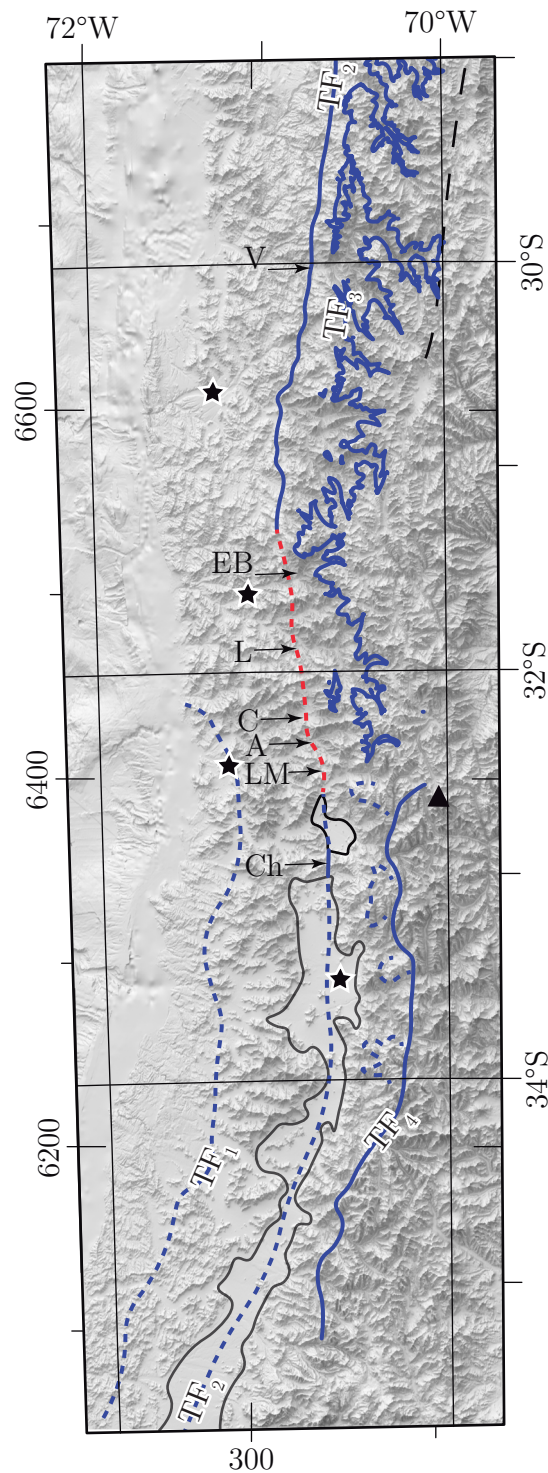


Figura C.1: Mapa de transiciones fisiográficas de los Andes de Chile central. Línea segmentada roja indica la trazada de la TF_2 a lo largo del segmento montañoso entre los $\sim 31^{\circ}30'S$ y $\sim 32^{\circ}30'S$. Para localización, estrellas de norte a sur corresponden a Ovalle, Illapel, La Ligua y Santiago; V, Vicuña; EB, El Bato; L, Llimpo; C, Chicolco; A, Alicahue; LM, Las Minillas; Ch, cordón de Chacabuco. Triángulo negro destaca el Mo. Aconcagua (6962 m s.n.m.).

D. Algoritmos

D.1. *Scripts* de Matlab para gráficos

```
1 %%Entrada de parámetros
2 name1='hipso_cp_franja_slp1';
3
4 % user variables
5 divver=0.5; %m (elev, LR) %deg (slope)
6 divhorz=1000; %m (elev, LR, slope)
7 propo=0.15; %para desplazamiento de escala de color
8
9 width=13.053; %tamaño ancho del gráfico en cm
10 height=1.8532; %tamaño alto del gráfico en cm
11 x0=1;
12 y0=1;
13
14 y1=0;
15 y2=50;
16 %%PARA LECTURA DE CSV
17 csv4_topo='cp_slp1_hips.csv';
18
19 C_topo = csvread(csv4_topo);
20 C_topo1=C_topo;
21 mnA=size(C_topo1);
22 rawdis=C_topo(:,1);
23 C_topo1 = C_topo(:,2:mnA(1,2));
24 dist=rawdis/1000;
25 key=0;
26 minvar=0;
27
28 mnC=size(C_topo1);
29 dist=zeros(mnC(1),1);
30 for i = 1:mnC(1)
31     dist(i)=(0.090*i);
32 end
33 anch=zeros(mnC(2),1);
34 for i = 1:mnC(2)
35     anch(i)=(0.090*i);
36 end
37 rawdis=dist*1000;
38 maxdist=max(rawdis);
39 rawanch=anch*1000;
40 %%HIPSOMETRIA
41 maxvar=max(max(C_topo1));
42 barl=floor(maxvar/divver)-1;
43 inter_alt = zeros(1,barl);
44 divlat=floor(maxdist/divhorz);
45 divlon=1;
46 %%SORT BY VALUES
47 for i=1:length(inter_alt)
48     inter_alt(i)=i*divver;
49 end
50 %%
51 nintlat=floor((max(dist)/divlat));
52 intdclat=zeros(1,divlat);
53 nintlon=floor((max(anch)/divlon));
54 intdclon=zeros(1,divlon);
55 for i=1:divlat
56     intdclat(i)=nintlat*i-nintlat/2;
57 end
58 for i=1:divlon
59     intdclon(i)=nintlon*i-nintlon/2;
60 end
61 cant0a7_1 = zeros(barl,divlat,divlon);
62 klat=zeros(1,divlat);
63 klon=zeros(1,divlon);
64 for i=1:divlat
```

```

65     klat(i)=i;
66 end
67 for i=1:divlon
68     klon(i)=i;
69 end
70 f=1;
71 %%
72 for kj=1:max(klat)
73     for ki=1:max(klon)
74         for i=1:mnC(1,1)
75             for j=1:mnC(1,2)
76                 if rawdis(i)/1000>(intdclat(klat(kj))-nintl/2) && rawdis(i)/1000<=(intdclat(
klat(kj))+nintl/2) && rawanch(j)/1000>(intdclon(klon(ki))-nintlon/2) && rawanch(j)
/1000<=(intdclon(klon(ki))+nintlon/2) %%& klon<=divlon
77                     %klat
78                     for a=2:length(inter_alt)
79                         if C_topol(i,j)<inter_alt(a) && C_topol(i,j)>=inter_alt(a-1)
80                             cant0a7_1(a-1,klat(kj),klon(ki))=cant0a7_1(a-1,klat(kj),klon(ki))+1;
81                         elseif a==bar1 && C_topol(i,j)>=inter_alt(a)
82                             cant0a7_1(a,klat(kj),klon(ki))=cant0a7_1(a,klat(kj),klon(ki))+1;
83                         end
84                     end
85                 end
86             end
87         end
88     end
89 end
90 %%
91 for k=1:divlon
92     for j=1:divlat
93         s=sum(cant0a7_1(:,j,k));
94         for i=1:bar1
95             cant0a7_1(i,j,k)=cant0a7_1(i,j,k)*100/s;
96         end
97     end
98 end
99 %%
100 max1=zeros(bar1,divlat,divlon);
101 max1l=zeros(bar1,divlat,divlon);
102 dom1=zeros(bar1,divlat,divlon);
103 for k=1:divlon
104     for j=1:divlat
105         for i=2:bar1-1
106             if cant0a7_1(i,j,k)>cant0a7_1(i-1,j,k) && cant0a7_1(i,j,k)>cant0a7_1(i+1,j,k) &&
cant0a7_1(i,j,k)>=1
107                 max1(i,j,k)=inter_alt(i);
108                 dom1(i,j,k)=intdclat(j);
109                 max1l(i,j,k)=cant0a7_1(i,j,k);
110             end
111         end
112     end
113 end
114 %%
115 max1=max1(:);
116 dom1=dom1(:);
117 dom=[];
118 rec=[];
119 for i=1:length(max1)
120     if max1(i)>0
121         dom=vertcat(dom,dom1(i));
122         rec=vertcat(rec,max1(i));
123     end
124 end
125 max1l1=zeros(divlat,1);
126 for i=1:divlat
127     max1l1(i)=max(max1l(:,i));
128 end
129 %%
130 dimi=size(cant0a7_1);
131 prome=zeros(dim1(1,2),1);
132 %%

```



```

133 for j=1:dimi(1,2);
134     prome(j)=nansum(cant0a7_1(:,j).*inter_alt)/100;
135 end
136 %%
137 cant0a7_1=double(cant0a7_1);
138 cant0a7_1(cant0a7_1==0)=NaN;
139 if key==1;
140     for i=1:length(rec)
141         rec(i)=rec(i)+minvar;
142     end
143 end
144 maxarea=max(max(cant0a7_1));
145 cMap = jet(256);
146 dataMax = maxarea;
147 dataMin = 0;
148 centerPoint = 0;
149 scalingIntensity = maxarea*propo;
150 x = 1:length(cMap);
151 x = x - (centerPoint-dataMin)*length(x)/(dataMax-dataMin);
152 x = scalingIntensity * x/max(abs(x));
153 x = sign(x).*exp(abs(x));
154 x = x - min(x); x = x*511/max(x)+1;
155 newMap = interp1(x, cMap, 1:512);
156
157 gr=[0.5 0.5 0.5];
158
159 FigHandle1=figure(1);
160 ax = gca;
161 set(gca, 'units', 'centimeters', 'position', [x0,y0,width,height])
162 x = [minvar maxdist];
163 y = [minvar maxvar+minvar];
164
165 imagesc(x,y,(cant0a7_1))
166 hold on
167 plot(intdclat*1000,prome,'k')
168 ylim([y1 y2])
169
170 set(gca, 'units', 'centimeters', 'position', [x0,y0,width,height])
171 colormap(newMap);
172
173 FigHandle2=figure(2);
174 imagesc(x,y,(cant0a7_1))
175 ylim([y1 y2])
176 set(gca, 'units', 'centimeters', 'position', [x0,y0,width,height])
177 colormap(newMap);
178 colorbar
179
180 name2= strcat(name1, 'colorbar');
181 print(FigHandle1, '-painters', '-r900', '-dpdf', name1)
182 print(FigHandle2, '-painters', '-r900', '-dpdf', name2)

```

Algoritmo D.1: Algoritmo de lectura, procesamiento y graficado de perfil de franja con coloreado de densidad de datos.

D.2. *Drivers* de LSDTopoTools para extracción de datos morfo-métricos

```
1 # AnalisisConcavidad.driver
2 # Parámetros para ejecución de la función: chi_mapping_tool.exe
3
4 # Rutas de lectura de datos y escritura de salidas
5 read path: /LSDTopoTools/Topographic_projects/ruta_ubicacion_datos_ingreso
6 write path: /LSDTopoTools/Topographic_projects/ruta_ubicacion_datos_salida
7 read fname: SRTM30_CentralChile_1Choros #30 m/pixel
8 write fname: movern_SRTM30_CentralChile_1Choros
9 channel heads fname: NULL
10
11 # Parámetro para el llenado de zonas bajas cerradas en el DEM
12 min_slope_for_fill: 0.001
13
14 # Parámetros para el análisis chi
15 A_0: 1
16 m_over_n: 0.45
17 threshold_pixels_for_chi: 1000
18
19 # Parámetros para el análisis de concavidad
20 start_movern: 0.0
21 delta_movern: 0.05
22 n_movern: 21
23 collinearity_MLE_sigma: 100000
24 SA_vertical_interval: 20
25 log_A_bin_width: 0.1
26 MC_point_fractions: 5
27 MC_point_iterations: 100
28 max_MC_point_fraction: 0.5
29
30 # Se remueven las partes del paisaje por debajo de Hmin (eliminar abanicos aluviales)
31 minimum_elevation: 400
32
33 # Parámetros para la selección de canales y cuencas
34 threshold_contributing_pixels: 111 # 104 m2 aprox
35 minimum_basin_size_pixels: 11111 # 106 m2 aprox
36 maximum_basin_size_pixels: 55555 # 57 m2 aprox
37 print_stream_order_raster: true
38 print_channels_to_csv: true
39 print_junctions_to_csv: true
40 print_chi_data_maps: false
41
42 # Encender este interruptor (true/false) para realizar la estimación estadística de
43   concavidad
44 estimate_best_fit_movern: true
```

Algoritmo D.2: Archivo *driver* para el análisis de concavidad de los ríos de lecho rocoso en los Andes de Chile central.

```
1 # AnalisisChi.driver
2 # Parámetros para ejecución de la función: chi_mapping_tool.exe
3
4 # Rutas de lectura de datos y escritura de salidas
5 read path: /LSDTopoTools/Topographic_projects/ruta_ubicacion_datos_ingreso
6 write path: /LSDTopoTools/Topographic_projects/ruta_ubicacion_datos_salida
7 read fname: SRTM90_CentralChile_ZE1 #90 m/pixel
8 write fname: SRTM90_CentralChile_ZE1
9 channel heads fname: NULL
10
11 # Parámetro para el llenado de zonas bajas cerradas en el DEM
12 min_slope_for_fill: 0.0001
13
14 # Parámetros para la selección de canales y cuencas
15 threshold_contributing_pixels: 1234 #1234 para el ksn y 123 para el chi
16 minimum_basin_size_pixels: 6172
17 maximum_basin_size_pixels: 2000000
18 test_drainage_boundaries: false
```

```

19
20 # Parámetros del análisis chi
21 A_0: 1
22 m_over_n: 0.43 # concavidad de referencia 0.43
23 threshold_pixels_for_chi: 0
24 basic_Mchi_regression_nodes: 56
25 n_iterations: 20
26 target_nodes: 80
27 minimum_segment_length: 10
28 sigma: 10.0
29 skip: 2
30
31 # Los datos a exportarse como archivo de .csv
32 print_segmented_M_chi_map_to_csv: true
33 print_basic_M_chi_map_to_csv: true

```

Algoritmo D.3: Archivo *driver* para la obtención de los valores de k_{sn} y χ en cada punto de los canales en las redes de drenaje de los Andes de Chile central.

```

1 #AnalisisKnickpoints.driver
2 #Parámetros para ejecución de la función: chi_mapping_tool.exe
3
4 #Rutas de lectura de datos y escritura de salidas
5 read path: /LSDTopoTools/Topographic_projects/ruta_ubicacion_datos_ingreso
6 write path: /LSDTopoTools/Topographic_projects/ruta_ubicacion_datos_salida
7 read fname: SRTM90_ChileCentral_ZE1 #90 m/pixel
8 write fname: kn_SRTM90_ChileCentral_ZE1
9 channel heads fname: NULL
10
11 #Parámetro para el llenado de zonas bajas cerradas en el DEM
12 min_slope_for_fill: 0.0001
13 remove_seas: true
14 raster_is_filled: false
15 write_hillshade: true
16 test_drainage_boundaries: false
17
18 #Parámetros para la selección de canales y cuencas
19 threshold_contributing_pixels: 617 # 5*10^6 m^2 aprox
20 minimum_basin_size_pixels: 123456 # 10^9 m^2 aprox
21 maximum_basin_size_pixels: 123456789 # 10^12 m^2 aprox
22
23 #Parámetros para el análisis chi
24 A_0: 1
25 m_over_n: 0.45
26 n_iterations: 20
27 target_nodes: 80
28 minimum_segment_length: 10
29 sigma: 10.0
30 skip: 2
31
32 # ksn knickpoint analysis
33 ksn_knickpoint_analysis: true
34 TVD_lambda: -1
35 std_dev_coeff_stepped_kp: 8

```

Algoritmo D.4: Archivo *driver* para la extracción automática y objetiva de *knickpoints* en los canales de las redes de drenaje de los Andes de Chile central.

E. Datos morfométricos de las redes de drenaje de los Andes de Chile central

E.1. θ y k_{sn} de 119 subcuencas

Tabla E.1: Ubicación del exutorio, índices de concavidad (θ) y empinamiento de canal normalizado (k_{sn}) de los drenajes al interior de las 119 subcuencas analizadas en los Andes de Chile central.

| N° | Exutorio | | A, km ² | θ^* | | | | | $k_{sn} \pm \sigma$ | |
|---|----------|----------|--------------------|------------|-------------|-------------|-------------|--------------|-----------------------|-----------------------|
| | Lat., ° | Lon., ° | | $S-A_{tp}$ | $S-A_{seg}$ | χ_{tp} | χ_{bt} | χ_{dis} | $\theta_{ref} = 0,43$ | $\theta_{ref} = 0,45$ |
| <i>Subcuencas de la quebrada Los Choros, Región de Coquimbo</i> | | | | | | | | | | |
| 0 | -29,1170 | -70,7140 | 192,0 | 0,16 | 0,03 | 0,15 | 0,15 | 0,20 | 81 ± 38 | 122 ± 60 |
| 1 | -29,1845 | -70,7297 | 227,6 | 0,23 | 0,35 | 0,4 | 0,4 | 0,30 | 110 ± 36 | 163 ± 57 |
| 2 | -29,2779 | -71,0375 | 176,4 | 0,28 | 0,52 | 0,35 | 0,35 | 0,35 | 51 ± 21 | 79 ± 36 |
| 3 | -29,2979 | -70,9128 | 103,0 | 0,41 | 0,58 | 0,4 | 0,4 | 0,45 | 39 ± 10 | 62 ± 20 |
| 4 | -29,2008 | -70,7225 | 396,7 | 0,29 | 0,36 | 0,2 | 0,2 | 0,20 | 120 ± 35 | 177 ± 56 |
| 5 | -29,3584 | -70,9189 | 237,7 | 0,33 | 0,27 | 0,1 | 0,1 | 0,15 | 83 ± 44 | 125 ± 69 |
| 6 | -29,4517 | -70,7472 | 389,1 | 0,15 | 0,21 | 0,2 | 0,2 | 0,20 | 118 ± 46 | 175 ± 72 |
| 7 | -29,4080 | -70,9310 | 232,9 | 0,41 | 0,70 | 0,65 | 0,65 | 0,60 | 51 ± 21 | 79 ± 36 |
| 8 | -29,4130 | -71,0541 | 116,5 | 0,35 | 0,42 | 0,4 | 0,3 | 0,48 | 51 ± 10 | 79 ± 20 |
| 9 | -29,4413 | -70,8568 | 158,4 | 0,19 | 2,57 | 0,4 | 0,35 | 0,40 | 51 ± 30 | 79 ± 49 |
| 10 | -29,4636 | -70,7675 | 315,8 | 0,26 | 0,19 | 0,25 | 0,25 | 0,30 | 87 ± 34 | 130 ± 54 |
| \bar{x} | | | 231,5 | 0,28 | 0,56 | 0,32 | 0,30 | 0,33 | 77 ± 30 | 115 ± 48 |
| <i>Subcuencas del río Elqui, Región de Coquimbo</i> | | | | | | | | | | |
| 0 [†] | -29,7014 | -70,5000 | 450,9 | 0,44 | 0,72 | 0,55 | 0,15 | 0,65 | 130 ± 73 | 192 ± 110 |
| 1 | -29,7399 | -71,0207 | 289,5 | 0,37 | 0,10 | 0,25 | 0,25 | 0,35 | 60 ± 28 | 92 ± 46 |
| 2 [†] | -29,6954 | -70,4543 | 186,5 | 0,11 | 0,12 | 0,1 | 0,1 | 0,30 | 191 ± 122 | 279 ± 180 |
| 3 | -29,7759 | -71,0239 | 387,8 | 0,25 | 0,43 | 0,55 | 0,5 | 0,55 | 81 ± 45 | 122 ± 70 |
| 4 | -29,8895 | -70,8955 | 496,1 | 0,34 | 0,44 | 0,25 | 0,25 | 0,30 | 106 ± 43 | 157 ± 67 |
| 5 [†] | -29,8288 | -70,3547 | 272,2 | 0,19 | 0,47 | 0,4 | 0,35 | 0,45 | 224 ± 133 | 326 ± 196 |
| 6 [†] | -29,9567 | -70,0782 | 472,0 | 0,24 | 1,03 | 0,1 | 0,15 | 0,10 | 152 ± 99 | 223 ± 147 |
| 7 [†] | -29,8631 | -70,3142 | 139,2 | 0,18 | 1,05 | 0,25 | 0,15 | 0,32 | 231 ± 135 | 336 ± 199 |
| 8 | -29,9263 | -70,9347 | 174,3 | 0,28 | 0,30 | 0,2 | 0,2 | 0,25 | 90 ± 26 | 135 ± 43 |
| 9 [†] | -30,0312 | -70,0728 | 179,5 | 0,27 | 0,58 | 0,55 | 0,45 | 0,10 | 158 ± 97 | 232 ± 145 |
| 10 | -30,0277 | -70,4862 | 171,4 | 0,30 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,20 | 241 ± 66 | 350 ± 100 |
| 11 [†] | -30,0361 | -70,2207 | 459,9 | 0,28 | 0,04 | 0,6 | 0,6 | 0,60 | 180 ± 78 | 263 ± 117 |
| 12 | -30,0587 | -70,8172 | 259,9 | 0,40 | 0,58 | 0,35 | 0,2 | 0,20 | 106 ± 29 | 157 ± 47 |
| 13 | -30,0697 | -70,7644 | 130,4 | 0,59 | 0,40 | 0,45 | 0,55 | 0,40 | 72 ± 27 | 109 ± 44 |
| 14 | -30,1042 | -70,9879 | 241,0 | 0,49 | 0,00 | 0,5 | 0,5 | 0,50 | 51 ± 26 | 79 ± 43 |
| 15 [†] | -30,2587 | -70,0185 | 476,8 | 0,45 | 0,56 | 0,3 | 0,35 | 0,10 | 117 ± 49 | 173 ± 76 |
| 16 | -30,1084 | -70,9236 | 204,7 | 0,28 | 0,40 | 0,35 | 0,35 | 0,25 | 68 ± 19 | 103 ± 33 |
| 17 [†] | -30,1289 | -70,4912 | 500,7 | 0,41 | 0,38 | 0,45 | 0,4 | 0,45 | 177 ± 82 | 259 ± 123 |
| 18 [†] | -30,1768 | -70,3632 | 500,3 | 0,33 | 1,74 | 0,6 | 0,55 | 0,65 | 171 ± 64 | 250 ± 97 |
| \bar{x} | | | 315,4 | 0,32 | 0,50 | 0,37 | 0,33 | 0,35 | 137 ± 65 | 202 ± 99 |
| <i>Subcuencas del río Limarí, Región de Coquimbo</i> | | | | | | | | | | |
| 0 | -30,4288 | -71,0123 | 306,0 | 0,35 | 0,42 | 0,35 | 0,3 | 0,40 | 53 ± 33 | 82 ± 53 |
| 1 | -30,4290 | -71,1026 | 259,2 | 0,46 | 0,47 | 0,7 | 0,1 | 0,55 | 40 ± 22 | 63 ± 37 |
| 2 | -30,4049 | -70,7964 | 233,6 | 0,30 | 0,29 | 0,25 | 0,25 | 0,25 | 85 ± 34 | 127 ± 54 |
| 3 [†] | -30,5189 | -70,4236 | 435,2 | 0,38 | 0,05 | 0,95 | 0,6 | 0,75 | 132 ± 58 | 195 ± 89 |
| 4 [†] | -30,6444 | -70,8556 | 500,7 | 0,34 | 0,68 | 0,35 | 0,3 | 0,30 | 140 ± 45 | 206 ± 70 |
| 5 | -30,6254 | -71,0608 | 159,7 | 0,49 | 0,74 | 0,45 | 0,45 | 0,45 | 68 ± 29 | 103 ± 47 |
| 6 [†] | -30,7252 | -70,6058 | 246,9 | 0,27 | 0,54 | 0,3 | 0,25 | 0,25 | 204 ± 109 | 298 ± 162 |

Continúa en la página siguiente.

Tabla E.1: (continuación)

| Nº | Exutorio | | A, km ² | θ^* | | | | | $k_{sn} \pm \sigma$ | |
|--|----------|----------|--------------------|------------|-------------|-------------|-------------|--------------|-----------------------|-----------------------|
| | Lat., ° | Lon., ° | | $S-A_{tp}$ | $S-A_{seg}$ | χ_{tp} | χ_{bt} | χ_{dis} | $\theta_{ref} = 0,43$ | $\theta_{ref} = 0,45$ |
| 7 | -30,7183 | -70,7802 | 104,4 | 0,05 | 1,62 | 0,15 | 0,15 | 0,10 | 164 ± 89 | 240 ± 133 |
| 8 [†] | -30,7365 | -70,5609 | 258,8 | 0,30 | 1,31 | 0,5 | 0,5 | 0,50 | 184 ± 71 | 269 ± 107 |
| 9 [†] | -30,8424 | -70,6903 | 462,6 | 0,35 | 0,58 | 0,4 | 0,4 | 0,45 | 169 ± 64 | 247 ± 97 |
| 10 [†] | -30,9655 | -70,5156 | 491,1 | 0,40 | 0,57 | 0,8 | 0,75 | 0,75 | 133 ± 76 | 196 ± 115 |
| 11 | -30,8626 | -70,6938 | 138,4 | 0,40 | 0,58 | 0,2 | 0,25 | 0,30 | 146 ± 29 | 215 ± 47 |
| 12 | -30,8999 | -70,9634 | 251,5 | 0,49 | 0,50 | 0,65 | 0,55 | 0,65 | 75 ± 33 | 113 ± 53 |
| 13 | -30,9353 | -71,2533 | 230,3 | 0,37 | 0,73 | 0,7 | 0,1 | 0,45 | 32 ± 25 | 52 ± 42 |
| 14 [†] | -31,0240 | -70,5782 | 132,0 | 0,45 | 0,63 | 0,45 | 0,45 | 0,45 | 167 ± 68 | 245 ± 103 |
| 15 | -31,0272 | -71,1476 | 253,4 | 0,31 | 0,78 | 0,5 | 0,45 | 0,40 | 24 ± 16 | 40 ± 29 |
| 16 [†] | -31,0228 | -70,6554 | 241,3 | 0,37 | 0,27 | 0,45 | 0,4 | 0,47 | 141 ± 52 | 207 ± 80 |
| 17 | -31,0324 | -70,7097 | 121,0 | 0,40 | 0,36 | 0,4 | 0,35 | 0,25 | 160 ± 37 | 235 ± 59 |
| 18 [†] | -31,1242 | -70,8444 | 496,9 | 0,39 | 0,06 | 0,4 | 0,4 | 0,40 | 148 ± 44 | 217 ± 69 |
| 19 [†] | -31,1148 | -71,0666 | 345,7 | 0,40 | 0,54 | 0,2 | 0,15 | 0,15 | 131 ± 74 | 193 ± 112 |
| 20 [†] | -31,1461 | -71,0754 | 383,1 | 0,31 | 1,00 | 0,1 | 0,1 | 0,13 | 77 ± 66 | 116 ± 100 |
| \bar{x} | | | 288,2 | 0,36 | 0,61 | 0,44 | 0,35 | 0,40 | 118 ± 51 | 174 ± 79 |
| <i>Subcuencas del río Choapa, Región de Coquimbo</i> | | | | | | | | | | |
| 0 | -31,3465 | -71,3321 | 195,0 | 0,44 | 0,00 | 0,6 | 0,5 | 0,60 | 49 ± 21 | 76 ± 36 |
| 1 | -31,3164 | -71,4801 | 214,2 | 0,51 | 1,10 | 0,75 | 0,7 | 0,80 | 38 ± 10 | 60 ± 20 |
| 2 | -31,3827 | -71,3065 | 444,4 | 0,55 | 1,05 | 0,55 | 0,1 | 0,60 | 59 ± 23 | 90 ± 39 |
| 3 [†] | -31,4689 | -70,7674 | 327,6 | 0,24 | 0,27 | 0,55 | 0,55 | 0,60 | 142 ± 101 | 209 ± 150 |
| 4 | -31,5237 | -71,0983 | 495,1 | 0,53 | 0,37 | 0,45 | 0,4 | 0,40 | 75 ± 29 | 113 ± 47 |
| 5 [†] | -31,4696 | -70,6768 | 179,8 | 0,06 | 0,41 | 0,9 | 0,75 | 0,68 | 173 ± 102 | 253 ± 152 |
| 6 [†] | -31,5639 | -70,8264 | 169,5 | 0,33 | 0,90 | 0,4 | 0,4 | 0,45 | 189 ± 45 | 276 ± 70 |
| 7 [†] | -31,7334 | -70,8725 | 459,1 | 0,30 | 0,47 | 0,25 | 0,25 | 0,25 | 152 ± 55 | 223 ± 84 |
| 8 [†] | -31,8875 | -70,6285 | 369,3 | 0,35 | 0,99 | 0,35 | 0,3 | 0,35 | 195 ± 68 | 285 ± 103 |
| 9 | -31,8771 | -70,7451 | 203,7 | 0,37 | 0,51 | 0,35 | 0,35 | 0,30 | 138 ± 47 | 203 ± 73 |
| 10 | -31,7843 | -71,0522 | 459,8 | 0,54 | 1,16 | 0,5 | 0,45 | 0,50 | 85 ± 59 | 127 ± 90 |
| 11 [†] | -31,9852 | -70,5217 | 433,2 | 0,09 | 0,96 | 0,35 | 0,35 | 0,35 | 128 ± 107 | 189 ± 159 |
| 12 | -31,8930 | -70,8399 | 149,6 | 0,25 | 3,43 | 0,25 | 0,25 | 0,25 | 135 ± 79 | 199 ± 119 |
| 13 [†] | -32,0846 | -70,4674 | 122,1 | 0,16 | 0,00 | 0,95 | 0,55 | 0,10 | 164 ± 53 | 240 ± 82 |
| 14 | -31,9996 | -70,5788 | 189,0 | 0,40 | 0,37 | 0,3 | 0,3 | 0,35 | 148 ± 43 | 217 ± 67 |
| \bar{x} | | | 294,1 | 0,34 | 0,80 | 0,50 | 0,41 | 0,44 | 125 ± 56 | 184 ± 86 |
| <i>Subcuencas de los ríos Petorca y La Ligua, Región de Valparaíso</i> | | | | | | | | | | |
| 0 | -32,2031 | -70,8213 | 349,0 | 0,48 | 0,59 | 0,6 | 0,45 | 0,40 | 146 ± 57 | 215 ± 87 |
| 1 | -32,2242 | -71,1330 | 380,8 | 0,42 | 0,70 | 0,45 | 0,4 | 0,40 | 91 ± 46 | 136 ± 72 |
| 2 | -32,2203 | -70,8095 | 325,6 | 0,31 | 2,67 | 0,25 | 0,25 | 0,30 | 139 ± 55 | 205 ± 84 |
| 3 | -32,3427 | -70,7657 | 383,0 | 0,31 | 0,49 | 0,35 | 0,35 | 0,35 | 146 ± 66 | 215 ± 100 |
| 4 | -32,3774 | -70,7655 | 148,1 | 0,47 | 0,71 | 0,4 | 0,4 | 0,40 | 93 ± 25 | 139 ± 42 |
| 5 | -32,5467 | -70,8640 | 179,5 | 0,39 | 0,28 | 0,65 | 0,65 | 0,70 | 82 ± 43 | 139 ± 42 |
| 6 | -32,5681 | -70,9123 | 174,3 | 0,67 | 0,89 | 0,6 | 0,55 | 0,60 | 62 ± 58 | 123 ± 67 |
| \bar{x} | | | 277,2 | 0,43 | 0,90 | 0,47 | 0,44 | 0,45 | 108 ± 50 | 172 ± 75 |
| <i>Subcuencas del río Aconcagua, Región de Valparaíso</i> | | | | | | | | | | |
| 0 [†] | -32,4845 | -70,4473 | 413,5 | 0,34 | 0,27 | 0,55 | 0,55 | 0,60 | 146 ± 63 | 215 ± 96 |
| 1 | -32,4727 | -70,5732 | 191,7 | 0,35 | 0,85 | 0,25 | 0,25 | 0,30 | 143 ± 40 | 210 ± 63 |
| 2 [†] | -32,5217 | -70,4348 | 171,8 | 0,47 | 0,41 | 0,6 | 0,6 | 0,65 | 184 ± 32 | 269 ± 52 |
| 3 [†] | -32,7532 | -70,3028 | 451,7 | 0,51 | 0,41 | 0,65 | 0,65 | 0,65 | 142 ± 17 | 209 ± 30 |
| 4 [†] | -32,7536 | -70,2864 | 233,8 | 0,36 | 0,51 | 0,6 | 0,6 | 0,70 | 167 ± 73 | 245 ± 110 |
| 5 [†] | -32,7610 | -70,5021 | 208,1 | 0,24 | 0,26 | 0,2 | 0,2 | 0,20 | 164 ± 70 | 240 ± 106 |
| 6 | -32,7331 | -70,5669 | 110,1 | 0,23 | 1,00 | 0,25 | 0,2 | 0,30 | 160 ± 65 | 235 ± 99 |
| 7 [†] | -32,9076 | -70,2890 | 491,7 | 0,45 | 0,15 | 0,65 | 0,65 | 0,75 | 183 ± 81 | 268 ± 122 |

Continúa en la página siguiente.

Tabla E.1: (continuación)

| N ^o | Exutorio | | A, km ² | θ^* | | | | | $k_{sn} \pm \sigma$ | |
|---|----------|----------|--------------------|------------|-------------|-------------|-------------|--------------|-----------------------|-----------------------|
| | Lat., ° | Lon., ° | | $S-A_{tp}$ | $S-A_{seg}$ | χ_{tp} | χ_{bt} | χ_{dis} | $\theta_{ref} = 0,43$ | $\theta_{ref} = 0,45$ |
| 8 | -32,8887 | -70,5623 | 225,7 | 0,32 | 0,28 | 0,35 | 0,1 | 0,30 | 98 ± 24 | 312 ± 116 |
| 9 [†] | -32,9325 | -70,2820 | 387,3 | 0,33 | 0,74 | 0,65 | 0,6 | 0,50 | 195 ± 80 | 285 ± 120 |
| 10 [†] | -32,9269 | -70,3560 | 162,5 | 0,21 | 0,75 | 0,5 | 0,5 | 0,60 | 214 ± 77 | 312 ± 116 |
| \bar{x} | | | 277,1 | 0,35 | 0,51 | 0,48 | 0,45 | 0,50 | 163 ± 57 | 227 ± 87 |
| <i>Subcuencas del río Maipo, Región Metropolitana de Santiago</i> | | | | | | | | | | |
| 0 [†] | -33,1882 | -70,5650 | 209,6 | 0,31 | 0,67 | 0,4 | 0,4 | 0,35 | 171 ± 45 | 250 ± 70 |
| 1 [†] | -33,3550 | -70,1343 | 475,3 | 0,55 | 2,29 | 0,6 | 0,55 | 0,60 | 186 ± 87 | 272 ± 130 |
| 2 [†] | -33,3500 | -70,3651 | 296,9 | 0,36 | 0,92 | 0,6 | 0,55 | 0,75 | 183 ± 64 | 268 ± 97 |
| 3 [†] | -33,3178 | -70,4532 | 230,0 | 0,28 | 0,40 | 0,25 | 0,2 | 0,30 | 156 ± 51 | 229 ± 79 |
| 4 [†] | -33,3875 | -70,3741 | 300,7 | 0,38 | 0,39 | 0,3 | 0,3 | 0,40 | 172 ± 71 | 252 ± 107 |
| 5 [†] | -33,4202 | -70,0013 | 474,1 | 0,33 | 0,51 | 0,35 | 0,3 | 0,30 | 181 ± 68 | 265 ± 103 |
| 6 [†] | -33,7307 | -70,1406 | 412,7 | 0,47 | 1,02 | 0,5 | 0,1 | 0,50 | 121 ± 94 | 179 ± 140 |
| 7 [†] | -33,6461 | -70,3225 | 114,1 | 0,25 | 0,38 | 0,2 | 0,1 | 0,15 | 172 ± 62 | 252 ± 94 |
| 8 [†] | -33,8160 | -70,1388 | 524,4 | 0,41 | 2,15 | 0,6 | 0,6 | 0,60 | 182 ± 74 | 266 ± 112 |
| 9 | -33,7267 | -70,4714 | 121,8 | 0,44 | 0,75 | 0,2 | 0,1 | 0,40 | 117 ± 36 | 173 ± 57 |
| 10 | -33,9108 | -70,5301 | 139,3 | 0,39 | 0,42 | 0,5 | 0,5 | 0,55 | 182 ± 47 | 266 ± 73 |
| 11 [†] | -33,9332 | -70,2182 | 217,3 | 0,24 | 1,13 | 0,6 | 0,5 | 0,55 | 152 ± 80 | 223 ± 120 |
| 12 [†] | -34,0812 | -70,0386 | 291,6 | 0,41 | 0,75 | 0,45 | 0,2 | 0,55 | 127 ± 55 | 187 ± 84 |
| 13 [†] | -34,0957 | -70,0511 | 460,1 | 0,43 | 0,58 | 0,4 | 0,4 | 0,40 | 122 ± 49 | 180 ± 76 |
| \bar{x} | | | 304,8 | 0,4 | 0,88 | 0,43 | 0,34 | 0,46 | 159 ± 63 | 233 ± 96 |
| <i>Subcuencas del río Rapel, Región del Libertador Bernardo O'Higgins</i> | | | | | | | | | | |
| 0 [†] | -34,0335 | -70,5829 | 243,6 | 0,42 | 1,35 | 0,4 | 0,4 | 0,40 | 153 ± 56 | 225 ± 86 |
| 1 [†] | -34,1812 | -70,5401 | 249,2 | 0,44 | 0,92 | 0,3 | 0,3 | 0,35 | 132 ± 53 | 195 ± 82 |
| 2 [†] | -34,1964 | -70,3200 | 237,9 | 0,44 | 0,33 | 0,55 | 0,55 | 0,55 | 164 ± 39 | 240 ± 62 |
| 3 [†] | -34,2414 | -70,3171 | 279,5 | 0,59 | 1,29 | 0,6 | 0,65 | 0,60 | 190 ± 83 | 278 ± 125 |
| 4 | -34,2523 | -70,6665 | 144,4 | 0,56 | 2,78 | 0,15 | 0,1 | 0,47 | 59 ± 35 | 90 ± 56 |
| 5 [†] | -34,3629 | -70,3089 | 501,1 | 0,33 | 0,53 | 0,5 | 0,45 | 0,50 | 156 ± 56 | 229 ± 86 |
| 6 | -34,3037 | -70,5636 | 225,3 | 0,54 | 0,96 | 0,35 | 0,25 | 0,50 | 107 ± 39 | 159 ± 62 |
| 7 [†] | -34,3619 | -70,4006 | 346,3 | 0,60 | 2,21 | 0,35 | 0,1 | 0,70 | 158 ± 85 | 232 ± 127 |
| 8 [†] | -34,4116 | -70,3136 | 427,3 | 0,62 | 0,53 | 0,65 | 0,6 | 0,60 | 165 ± 70 | 242 ± 106 |
| 9 [†] | -34,4847 | -70,7234 | 264,1 | 0,42 | 0,48 | 0,3 | 0,25 | 0,28 | 146 ± 49 | 215 ± 76 |
| 10 | -34,6249 | -70,7705 | 113,8 | 0,51 | 0,51 | 0,5 | 0,45 | 0,45 | 132 ± 26 | 195 ± 43 |
| 11 [†] | -34,7028 | -70,7138 | 278,1 | 0,40 | 0,19 | 0,35 | 0,35 | 0,35 | 150 ± 39 | 220 ± 62 |
| 12 [†] | -34,7981 | -70,4827 | 482,4 | 0,44 | 0,63 | 0,6 | 0,5 | 0,55 | 169 ± 91 | 247 ± 136 |
| 13 | -34,7451 | -70,7822 | 314,0 | 0,44 | 0,95 | 0,4 | 0,4 | 0,40 | 89 ± 42 | 133 ± 66 |
| 14 [†] | -34,8437 | -70,5537 | 381,3 | 0,51 | 0,48 | 0,45 | 0,4 | 0,45 | 142 ± 68 | 209 ± 103 |
| \bar{x} | | | 299,2 | 0,49 | 0,94 | 0,43 | 0,38 | 0,48 | 141 ± 55 | 207 ± 85 |
| <i>Subcuencas del río Mataquito, Región del Maule</i> | | | | | | | | | | |
| 0 | -34,9483 | -70,9026 | 133,7 | 0,70 | 0,84 | 0,2 | 0,15 | 0,30 | 76 ± 39 | 115 ± 62 |
| 1 [†] | -35,0455 | -70,5966 | 499,1 | 0,45 | 0,36 | 0,55 | 0,55 | 0,55 | 131 ± 59 | 193 ± 90 |
| 2 [†] | -35,0312 | -70,8071 | 353,4 | 0,50 | 1,12 | 0,4 | 0,1 | 0,45 | 107 ± 50 | 159 ± 77 |
| 3 | -35,1790 | -71,0983 | 367,0 | 0,76 | 1,35 | 0,55 | 0,55 | 0,60 | 70 ± 37 | 106 ± 59 |
| 4 [†] | -35,3308 | -70,6620 | 461,5 | 0,28 | 1,21 | 0,55 | 0,5 | 0,55 | 111 ± 85 | 165 ± 127 |
| 5 [†] | -35,3064 | -70,9888 | 490,5 | 0,48 | 0,50 | 0,45 | 0,3 | 0,55 | 111 ± 66 | 165 ± 100 |
| \bar{x} | | | 384,2 | 0,53 | 0,90 | 0,45 | 0,36 | 0,50 | 101 ± 56 | 150 ± 86 |

* Índice de concavidad calculado según los métodos pendiente-área de todos los puntos ($S-A_{tp}$) y de segmentos estadísticos del canal principal ($S-A_{seg}$), y análisis chi (χ) de todos los puntos de los canales (χ_{tp}), de puntos muestreados por *bootstrapping* (χ_{bt}) y el cálculo del χ -disorder (χ_{dis}). Para más detalle ver [Mudd et al. \(2018b\)](#).

[†] Subcuencas con cabeceras glaciales.

F. Recopilaciones

F.1. Edades de exhumación en los Andes de Chile central

Tabla F.2: Compilación bibliográfica de 241 edades de exhumación por trazas de fisión en zircón (ZFT), U-Th/He en zircón (ZHe), trazas de fisión en apatito (AFT) y U-Th/He en apatito en los Andes de Chile central. Los datos están agrupados por método y ordenados geográficamente de norte a sur.

| Nombre | Punto de muestreo | | H , m s.n.m. | Edad $\pm \sigma$, Ma | Referencia |
|---|-------------------|----------|----------------|------------------------|-------------------------------|
| | Lat., ° | Lon., ° | | | |
| <i>Trazas de Fisión en Zircón (ZFT)</i> | | | | | |
| z7 | -32,4870 | -70,5980 | 1544 | 58,9 \pm 3,2 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| z8 | -32,5020 | -70,5940 | 1363 | 56,6 \pm 3,1 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| z11 | -32,5290 | -70,4690 | 2222 | 28 \pm 1,7 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| z9 | -32,5390 | -70,5870 | 2033 | 37,9 \pm 2,6 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| TT-190 | -33,1208 | -70,2472 | 3245 | 8,7 \pm 0,7 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| TT-188 | -33,1399 | -70,2678 | 2784 | 6,1 \pm 0,3 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| TT-189 | -33,1443 | -70,2533 | 2616 | 5,3 \pm 0,3 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| z5 | -33,4860 | -70,3960 | 2360 | 29,3 \pm 1,2 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| ETP-4 | -33,8104 | -70,2095 | 1315 | 11,4 \pm 0,6 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-4 | -33,8104 | -70,2095 | 1315 | 15,5 \pm 0,7 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| z6 | -33,8450 | -70,0820 | 2480 | 112 \pm 6 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| z1 | -33,9060 | -70,6550 | 438 | 36,6 \pm 1,4 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| z2 | -33,9590 | -70,9680 | 2174 | 102 \pm 4 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| z3 | -33,9880 | -70,9880 | 1155 | 81,8 \pm 3,2 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| z4 | -34,0000 | -70,9970 | 705 | 97,5 \pm 3,3 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| ETP-11 | -34,0099 | -70,0199 | 2700 | 6,8 \pm 0,5 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-12 | -34,0430 | -70,2748 | 3030 | 5,8 \pm 0,3 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-10A | -34,0869 | -70,1187 | 2650 | 11,6 \pm 1 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-14 | -34,2029 | -69,9268 | 3790 | 6,2 \pm 0,4 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| z14 | -34,2030 | -70,5900 | 1036 | 11,1 \pm 0,6 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| STP-13 | -34,4048 | -70,3227 | 1490 | 10,1 \pm 0,4 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| z12 | -34,4230 | -70,1660 | 2472 | 90,9 \pm 8,4 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| z13 | -34,4260 | -70,1400 | 2482 | 14,4 \pm 1,5 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| ETP-8A | -34,4421 | -70,1352 | 3150 | 11,2 \pm 1 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-8B | -34,4421 | -70,1352 | 3150 | 9,4 \pm 0,6 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| z10 | -34,4780 | -70,8520 | 294 | 106 \pm 8 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| kw2-57 | -34,8641 | -70,5536 | 1250 | 14,2 \pm 1,6 | Waite, 2005* |
| kw2-54 | -34,8802 | -70,5415 | 1307 | 76,3 \pm 17,1 | Waite, 2005* |
| kw2-31 | -34,8940 | -70,5197 | 1458 | 42,6 \pm 10,5 | Waite, 2005* |
| kw3-19 | -34,9067 | -70,4167 | 3070 | 0,7 \pm 0,1 | Waite, 2005* |
| kw2-45 | -34,9232 | -70,4369 | 2474 | 19,5 \pm 1,9 | Waite, 2005* |
| TF9-16 | -34,9338 | -70,3677 | 2450 | 109,6 \pm 15,1 | Waite, 2005* |
| kw1-3 | -34,9482 | -70,4275 | 2103 | 73,6 \pm 7 | Waite, 2005* |
| kw2-7 | -34,9529 | -70,4326 | 1987 | 67,7 \pm 10,4 | Waite, 2005* |
| kw2-6 | -34,9543 | -70,4350 | 1960 | 62,8 \pm 5,4 | Waite, 2005* |
| kw2-2 | -34,9547 | -70,4309 | 2061 | 124,1 \pm 13,8 | Waite, 2005* |
| kw2-5 | -34,9583 | -70,4255 | 1970 | 125,5 \pm 16,5 | Waite, 2005* |
| kw3-02 | -34,9623 | -70,4336 | 1800 | 68,7 \pm 7,6 | Waite, 2005* |
| kw-6 | -34,9659 | -70,4348 | 1834 | 66,5 \pm 6,1 | Waite, 2005* |
| kw2-11 | -34,9660 | -70,4382 | 1852 | 90,5 \pm 10,9 | Waite, 2005* |
| kw3-16 | -34,9671 | -70,4049 | 2040 | 109,2 \pm 12,1 | Waite, 2005* |
| kw2-45 | -34,9694 | -70,4028 | 1903 | 125,8 \pm 10,7 | Waite, 2005* |

Continúa en la página siguiente.

Tabla F.2: (continuación)

| Nombre | Punto de muestreo | | H , m s.n.m. | Edad $\pm \sigma$, Ma | Referencia |
|--|-------------------|----------|----------------|------------------------|---|
| | Lat., ° | Lon., ° | | | |
| kw2-36 | -34,9721 | -70,4561 | 2131 | 19,8 \pm 2,5 | Waite, 2005* |
| kw1-13 | -34,9750 | -70,3754 | 2300 | 131 \pm 13,6 | Waite, 2005* |
| kw2-35 | -34,9759 | -70,4603 | 2372 | 15,5 \pm 1,5 | Waite, 2005* |
| kw2-13 | -34,9803 | -70,3672 | 2491 | 113,8 \pm 13,3 | Waite, 2005* |
| kw1-14 | -34,9809 | -70,3865 | 2247 | 106,3 \pm 9,3 | Waite, 2005* |
| kw3-09 | -34,9813 | -70,4236 | 2650 | 86,4 \pm 7,7 | Waite, 2005* |
| kw2-34 | -34,9815 | -70,4359 | 2509 | 35,4 \pm 4,2 | Waite, 2005* |
| kw1-11 | -34,9870 | -70,3689 | 2850 | 136,2 \pm 16,5 | Waite, 2005* |
| kw2-33 | -34,9879 | -70,4270 | 2767 | 23 \pm 1,9 | Waite, 2005* |
| kw2-32 | -34,9880 | -70,4246 | 2787 | 170,5 \pm 20,2 | Waite, 2005* |
| kw1-12 | -34,9882 | -70,3636 | 2958 | 133,6 \pm 13,1 | Waite, 2005* |
| <i>U-Th/He en Zircón (ZHe)</i> | | | | | |
| AN12JP013 | -32,8509 | -70,1340 | 2608 | 5,17 \pm 0,09 | Piquer <i>et al.</i> , 2017* |
| AN12JP011 | -32,8859 | -70,3806 | 1084 | 9,71 \pm 0,23 | Piquer <i>et al.</i> , 2017* |
| AN12JP008 | -33,1020 | -70,2810 | 3248 | 2,76 \pm 0,23 | Piquer <i>et al.</i> , 2017* |
| PQM | -33,1462 | -70,2570 | | 4,95 \pm 0,09 | McInnes <i>et al.</i> , 2005 ^{‡¶} |
| PDL | -33,1534 | -70,2579 | | 3,9 \pm 0,05 | McInnes <i>et al.</i> , 2005 ^{‡¶} |
| AN12JP018 | -33,9900 | -70,4260 | 2345 | 5,01 \pm 0,32 | Piquer <i>et al.</i> , 2017* |
| TE06 | -35,0480 | -70,6320 | 1025 | 5,8 \pm 0,3 | Spikings <i>et al.</i> , 2008* |
| <i>Trazas de Fisión en Apatito (AFT)</i> | | | | | |
| | -29,5534 | -71,1816 | | 87 \pm 8,7 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| | -29,5991 | -71,1869 | | 86 \pm 8,6 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| | -29,7526 | -71,2603 | | 113 \pm 11,3 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| AL08 | -29,7817 | -70,3029 | 2512 | 25,2 \pm 1,6 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL09 | -29,7882 | -70,3207 | 2244 | 24,3 \pm 2,1 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL07 | -29,7909 | -70,2937 | 2754 | 26,7 \pm 2 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL06 | -29,7912 | -70,2720 | 3000 | 29,1 \pm 1,4 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL05 | -29,7965 | -70,2681 | 3215 | 34,2 \pm 2 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| | -29,7965 | -70,4112 | | 28,7 \pm 2,87 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| | -29,8021 | -71,2701 | | 121 \pm 12,1 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| AL03 | -29,8037 | -70,2785 | 3746 | 30,7 \pm 1,9 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL01 | -29,8114 | -70,2729 | 4244 | 36,9 \pm 1,3 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL02 | -29,8114 | -70,2780 | 3994 | 38,8 \pm 4,4 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| LE02 | -29,8456 | -70,3978 | | 22 \pm 1,4 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| H4 | -29,8477 | -70,4259 | 1180 | 27,4 \pm 2,4 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| H5 | -29,9124 | -70,5299 | 947 | 33,5 \pm 3,6 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| LE03 | -29,9145 | -70,3065 | | 36 \pm 3,1 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| | -29,9179 | -70,1597 | | 9,65 \pm 0,965 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| | -29,9432 | -70,0432 | | 6 \pm 0,6 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| | -29,9602 | -70,2276 | | 34,2 \pm 3,42 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| LE06 | -29,9609 | -70,1810 | | 36 \pm 1,5 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| | -29,9780 | -70,8832 | | 89 \pm 8,9 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| LE05 | -29,9831 | -70,1103 | | 8,4 \pm 0,8 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LE04 | -29,9981 | -70,2565 | | 27,1 \pm 2,1 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| | -30,0483 | -70,6309 | | 30 \pm 3 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| | -30,2841 | -70,8148 | | 127 \pm 12,7 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| LL08 | -30,3793 | -70,5986 | | 31,3 \pm 1,5 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| | -30,7289 | -71,5568 | | 93 \pm 9,3 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| | -30,7322 | -71,4839 | | 73 \pm 7,3 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| LL06 | -30,7645 | -70,7089 | | 32 \pm 1,6 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |

Continúa en la página siguiente.

Tabla F.2: (continuación)

| Nombre | Punto de muestreo | | H , m s.n.m. | Edad $\pm \sigma$, Ma | Referencia |
|----------|-------------------|----------|----------------|------------------------|---|
| | Lat., ° | Lon., ° | | | |
| LL07 | -30,7645 | -70,7204 | | 31,5 \pm 1,8 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LL2 | -31,1696 | -70,8308 | | 39,2 \pm 2,3 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LL01 | -31,1758 | -70,8213 | | 36,6 \pm 1,8 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC18 | -31,4509 | -70,7782 | | 41,7 \pm 2,5 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC05 | -31,4569 | -70,8115 | | 30 \pm 1,6 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC16 | -31,4729 | -70,7490 | | 21,6 \pm 2,8 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC07 | -31,4765 | -70,7139 | | 36,6 \pm 2,6 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC17 | -31,4890 | -70,7657 | | 40,6 \pm 10,6 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC08 | -31,5039 | -70,8037 | | 35 \pm 1,9 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC02 | -31,6089 | -70,9873 | | 54,1 \pm 1,5 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC01 | -31,6089 | -70,9873 | | 55 \pm 2,4 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC03 | -31,6142 | -70,9916 | | 68,3 \pm 3,8 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC04 | -31,6208 | -70,9944 | | 60,1 \pm 3,8 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC09 | -31,7628 | -70,9488 | | 41,4 \pm 2,2 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC15 | -31,8853 | -70,7347 | | 43,7 \pm 2,5 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| | -31,9366 | -70,7261 | | 55,5 \pm 5,55 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| LC11 | -31,9865 | -70,5919 | | 16 \pm 1,7 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| a15 | -32,4830 | -70,6050 | 1864 | 40,3 \pm 6,4 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a14 | -32,4870 | -70,5980 | 1544 | 46,2 \pm 6,2 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a16 | -32,5010 | -70,5760 | 1210 | 35,9 \pm 5,1 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a17 | -32,5020 | -70,5940 | 1363 | 35,9 \pm 5,1 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a18 | -32,5090 | -70,4730 | 1522 | 30 \pm 5,2 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a21 | -32,5290 | -70,4690 | 2222 | 20,7 \pm 3,6 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a20 | -32,5360 | -70,4670 | 2498 | 22,9 \pm 4,2 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a19 | -32,5710 | -70,5610 | 2377 | 23,5 \pm 5,5 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| | -32,6425 | -71,0995 | | 88 \pm 8,8 | Wilson <i>et al.</i> , 2003 [§] |
| a36 | -32,9010 | -70,3640 | 1287 | 6,34 \pm 1,57 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a35 | -32,9190 | -70,3570 | 1291 | 6,75 \pm 1,37 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| 970616-1 | -32,9718 | -71,0746 | | 82 \pm 2,8 | Parada <i>et al.</i> , 2005 [‡] |
| 970524-3 | -32,9734 | -71,0173 | | 95,7 \pm 3,1 | Parada <i>et al.</i> , 2005 [‡] |
| CA99-4 | -32,9802 | -71,0492 | | 91,9 \pm 2,6 | Parada <i>et al.</i> , 2005 [‡] |
| a1 | -32,9870 | -70,7180 | 900 | 40,2 \pm 7,7 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| CA99-1 | -33,0197 | -70,9865 | | 93,1 \pm 1,3 | Parada <i>et al.</i> , 2005 [‡] |
| | -33,0209 | -71,0115 | | 91 \pm 1,6 | Gana & Zentilli, 2000 [‡] |
| | -33,0386 | -70,2988 | | 13,9 \pm 1,39 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| 970118-3 | -33,0389 | -70,9722 | | 92,7 \pm 3,1 | Parada <i>et al.</i> , 2005 [‡] |
| 970121-4 | -33,0457 | -71,0196 | | 90,4 \pm 3,8 | Parada <i>et al.</i> , 2005 [‡] |
| CA99-7 | -33,0653 | -71,0008 | | 96,5 \pm 2,7 | Parada <i>et al.</i> , 2005 [‡] |
| TT-127 | -33,0824 | -70,2552 | 2740 | 5,6 \pm 0,5 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009 [*] |
| TT-128 | -33,0956 | -70,2547 | 2910 | 8,4 \pm 1,4 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009 [*] |
| TT-190 | -33,1208 | -70,2472 | 3245 | 4,5 \pm 0,7 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009 [*] |
| TT-188 | -33,1399 | -70,2678 | 2784 | 3,7 \pm 0,4 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009 [*] |
| TT-189 | -33,1443 | -70,2533 | 2616 | 5,3 \pm 0,3 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009 [*] |
| | -33,3672 | -71,6299 | | 98 \pm 5 | Gana & Zentilli, 2000 [‡] |
| a11 | -33,4860 | -70,3960 | 2360 | 19,6 \pm 3 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a7 | -33,4970 | -70,3530 | 2652 | 26,2 \pm 3,4 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| a30 | -33,4990 | -70,1430 | 1540 | 5,24 \pm 0,82 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| | -33,5524 | -71,6184 | | 106 \pm 3,7 | Gana & Zentilli, 2000 [‡] |
| | -33,5658 | -70,3420 | | 12,3 \pm 1,23 | Cembrano <i>et al.</i> , 2003 ^{‡¶} |
| a22 | -33,5710 | -70,3220 | 1000 | 15,3 \pm 3,3 | Farías <i>et al.</i> , 2008b [*] |
| | -33,5800 | -71,6204 | | 106 \pm 4,3 | Gana & Zentilli, 2000 [‡] |

Continúa en la página siguiente.

Tabla F.2: (continuación)

| Nombre | Punto de muestreo | | H , m s.n.m. | Edad $\pm \sigma$, Ma | Referencia |
|---------|-------------------|----------|----------------|------------------------|-------------------------------|
| | Lat., ° | Lon., ° | | | |
| TT-115 | -33,5947 | -70,4898 | 760 | 21,1 \pm 1,7 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| a10 | -33,6670 | -70,3320 | 1550 | 19,6 \pm 3,7 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a24 | -33,6740 | -70,3450 | 1010 | 11,4 \pm 3 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| TT-118 | -33,7930 | -70,2090 | 1370 | 12,1 \pm 0,8 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-4 | -33,8104 | -70,2095 | 1315 | 5,7 \pm 1 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| a32 | -33,8140 | -70,0090 | 2386 | 1,93 \pm 0,53 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a26 | -33,8220 | -70,1420 | 1700 | 6,99 \pm 2,97 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| ETP-3 | -33,8247 | -70,2148 | 1560 | 9,3 \pm 1,2 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| a23 | -33,8320 | -70,1110 | 1720 | 12,9 \pm 2,9 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a33 | -33,8340 | -70,0850 | 1835 | 2,46 \pm 0,92 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a13 | -33,8580 | -70,0710 | 3387 | 13,3 \pm 3 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a2 | -33,9110 | -70,7270 | 429 | 18,3 \pm 2,6 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a3 | -33,9590 | -70,9680 | 2174 | 51,2 \pm 3,1 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a4 | -33,9660 | -70,9910 | 1865 | 74,1 \pm 6,3 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a5 | -33,9740 | -70,9850 | 1489 | 42 \pm 4,2 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a6 | -34,0000 | -70,9970 | 705 | 42,5 \pm 2,5 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| ETP-11 | -34,0099 | -70,0199 | 2700 | 4,4 \pm 0,7 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-12 | -34,0430 | -70,2748 | 3030 | 3,6 \pm 0,6 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-10A | -34,0869 | -70,1187 | 2650 | 4,5 \pm 0,9 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| a12 | -34,1970 | -70,6120 | 820 | 18,7 \pm 2,5 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a8 | -34,2020 | -70,6020 | 936 | 22,8 \pm 4,4 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a9 | -34,2020 | -70,6100 | 848 | 19,9 \pm 4,1 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| ETP-14 | -34,2029 | -69,9268 | 3790 | 3,7 \pm 0,7 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| a34 | -34,2030 | -70,5900 | 1036 | 5,41 \pm 1,06 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a28 | -34,3700 | -70,2980 | 1486 | 5,7 \pm 2,42 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a25 | -34,4040 | -70,2530 | 1788 | 7,73 \pm 2,41 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| ETP-13 | -34,4048 | -70,3227 | 1490 | 4,1 \pm 0,6 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| a27 | -34,4230 | -70,1660 | 2472 | 5,99 \pm 1,54 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a31 | -34,4260 | -70,1400 | 2482 | 3,51 \pm 1,13 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a29 | -34,4350 | -70,1850 | 2471 | 5,5 \pm 1,31 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| ETP-8A | -34,4421 | -70,1352 | 3150 | 4,8 \pm 0,7 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-8B | -34,4421 | -70,1352 | 3150 | 4,5 \pm 0,6 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| a37 | -34,4780 | -70,8250 | 294 | 46,1 \pm 5,8 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| a38 | -34,4780 | -70,8380 | 397 | 31 \pm 6,3 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| ETP-17 | -34,5580 | -70,5424 | 1830 | 5,6 \pm 1,5 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-17 | -34,5580 | -70,5424 | 1830 | 13,8 \pm 0,7 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-7 | -34,5961 | -70,2407 | 2680 | 3,7 \pm 0,7 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| ETP-7 | -34,5961 | -70,2407 | 2680 | 8,4 \pm 0,5 | Maksaev <i>et al.</i> , 2009* |
| kw2-57 | -34,8641 | -70,5536 | 1250 | 7,2 \pm 2,1 | Waite, 2005* |
| kw2.54 | -34,8802 | -70,5415 | 1307 | 10,5 \pm 2,7 | Waite, 2005* |
| kw2-26 | -34,9190 | -70,4743 | 1959 | 8,1 \pm 3 | Waite, 2005* |
| kw2-45 | -34,9232 | -70,4370 | 2474 | 1,3 \pm 0,5 | Waite, 2005* |
| kw2-24 | -34,9399 | -70,4486 | 1857 | 6,1 \pm 1,5 | Waite, 2005* |
| kw1-3 | -34,9482 | -70,4275 | 2103 | 1,3 \pm 0,6 | Waite, 2005* |
| kw2-6 | -34,9543 | -70,4350 | 1960 | 6 \pm 1,3 | Waite, 2005* |
| kw2-5 | -34,9583 | -70,4255 | 1970 | 0,5 \pm 0,4 | Waite, 2005* |
| kw3-02 | -34,9623 | -70,4336 | 1800 | 4,8 \pm 1,4 | Waite, 2005* |
| kw1-6 | -34,9660 | -70,4350 | 1834 | 1 \pm 0,4 | Waite, 2005* |
| kw2-11 | -34,9660 | -70,4382 | 1852 | 1 \pm 0,5 | Waite, 2005* |
| kw2-41 | -34,9690 | -70,4030 | 1903 | 4,7 \pm 0,8 | Waite, 2005* |
| kw2-36 | -34,9721 | -70,4561 | 2131 | 9,8 \pm 2,5 | Waite, 2005* |

Continúa en la página siguiente.

Tabla F.2: (continuación)

| Nombre | Punto de muestreo | | H , m s.n.m. | Edad $\pm \sigma$, Ma | Referencia |
|---------------------------------|-------------------|----------|----------------|------------------------|---|
| | Lat., ° | Lon., ° | | | |
| kw1-13 | -34,9751 | -70,3754 | 2300 | 3,1 \pm 1,5 | Waite, 2005* |
| kw2-35 | -34,9759 | -70,4603 | 2372 | 16,2 \pm 2 | Waite, 2005* |
| kw1-15 | -34,9788 | -70,3999 | 2378 | 3,9 \pm 1,2 | Waite, 2005* |
| kw2-13 | -34,9803 | -70,3672 | 2491 | 25,7 \pm 2,6 | Waite, 2005* |
| kw2-34 | -34,9815 | -70,4359 | 2509 | 23,4 \pm 3 | Waite, 2005* |
| kw1-11 | -34,9870 | -70,3689 | 2850 | 34,6 \pm 5,3 | Waite, 2005* |
| kw2-20 | -34,9872 | -70,3602 | 2748 | 53 \pm 3,6 | Waite, 2005* |
| ks2-32 | -34,9880 | -70,4246 | 2787 | 112,9 \pm 6,7 | Waite, 2005* |
| kw1-12 | -34,9882 | -70,3636 | 2958 | 41,2 \pm 5,7 | Waite, 2005* |
| kw2-22 | -34,9953 | -70,3666 | 2969 | 48,2 \pm 3,1 | Waite, 2005* |
| a40 | -35,0000 | -70,7890 | 697 | 15,8 \pm 3,1 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| TE01 | -35,0480 | -70,6370 | 1029 | 11,3 \pm 1,3 | Spikings <i>et al.</i> , 2008* |
| TE05 | -35,0480 | -70,6320 | 1000 | 7,2 \pm 1,4 | Spikings <i>et al.</i> , 2008* |
| TE08 | -35,0480 | -70,6320 | 1080 | 15,2 \pm 1,8 | Spikings <i>et al.</i> , 2008* |
| a39 | -35,0496 | -70,6310 | 1027 | 11,3 \pm 1,5 | Farías <i>et al.</i> , 2008b* |
| TE15 | -35,0550 | -70,5630 | 1336 | 16 \pm 1,5 | Spikings <i>et al.</i> , 2008* |
| <i>U-Th/He en Apatito (AHe)</i> | | | | | |
| AL 08 | -29,7817 | -70,3029 | 2512 | 13,8 \pm 1,5 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL 09 | -29,7882 | -70,3207 | 2244 | 22,7 \pm 4,3 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL 07 | -29,7909 | -70,2937 | 2754 | 21,6 \pm 0,2 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL 03 | -29,8037 | -70,2785 | 3746 | 25,7 \pm 0,7 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| AL 02 | -29,8114 | -70,2780 | 3994 | 31,3 \pm 2,1 | Lossada <i>et al.</i> , 2017* |
| LE02 | -29,8456 | -70,3978 | | 12 \pm 2,7 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LE03 | -29,9145 | -70,3065 | | 10 \pm 0,6 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LE05 | -29,9831 | -70,1103 | | 6,9 \pm 0,1 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LL08 | -30,3793 | -70,5986 | | 16 \pm 1,1 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LL06 | -30,7645 | -70,7089 | | 19 \pm 1,7 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LL07 | -30,7645 | -70,7204 | | 21,4 \pm 1,3 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LL02 | -31,1696 | -70,8308 | | 17,6 \pm 1,4 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LL01 | -31,1758 | -70,8213 | | 18,1 \pm 0,6 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC18 | -31,4509 | -70,7782 | | 12,5 \pm 2,3 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC05 | -31,4569 | -70,8115 | | 16 \pm 1,6 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC16 | -31,4729 | -70,7490 | | 17,4 \pm 1,8 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC07 | -31,4765 | -70,7139 | | 15,5 \pm 0,4 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC17 | -31,4890 | -70,7657 | | 10 \pm 7 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC08 | -31,5039 | -70,8037 | | 11,8 \pm 0,4 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC02 | -31,6089 | -70,9873 | | 31,5 \pm 0,8 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC01 | -31,6089 | -70,9873 | | 30,5 \pm 1,9 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| CL03 | -31,6142 | -70,9916 | | 23,5 \pm 3,3 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC04 | -31,6208 | -70,9944 | | 28,5 \pm 2 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC15 | -31,8853 | -70,7347 | | 10,5 \pm 1,1 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| LC11 | -31,9865 | -70,5919 | | 5,6 \pm 1,4 | Rodríguez <i>et al.</i> , 2018 [‡] |
| AN12JP013 | -32,8509 | -70,1340 | 2608 | 2,11 \pm 0,2 | Piquer <i>et al.</i> , 2017* |
| AN12JP014 | -32,9144 | -70,3142 | 1444 | 4,04 \pm 0,27 | Piquer <i>et al.</i> , 2017* |
| PQM | -33,1462 | -70,2570 | | 3,5 \pm 0,07 | McInnes <i>et al.</i> , 2005 [‡] |
| PDL | -33,1534 | -70,2579 | | 2,4 \pm 0,05 | McInnes <i>et al.</i> , 2005 [‡] |
| AN12JP005 | -33,4408 | -70,1353 | 1878 | 2,13 \pm 0,1 | Piquer <i>et al.</i> , 2017* |
| AN12JP001 | -33,7161 | -70,1205 | 2330 | 2,72 \pm 0,13 | Piquer <i>et al.</i> , 2017* |
| AN12JP003 | -33,7748 | -70,2613 | 1220 | 3,23 \pm 0,17 | Piquer <i>et al.</i> , 2017* |
| Dacita Teniente | -34,0913 | -70,3488 | | 2,74 \pm 0,15 | McInnes <i>et al.</i> , 2005 [‡] |

Continúa en la página siguiente.

Tabla F.2: (continuación)

| Nombre | Punto de muestreo | | H , m s.n.m. | Edad $\pm \sigma$, Ma | Referencia |
|--------|-------------------|---------|----------------|------------------------|------------|
| | Lat., ° | Lon., ° | | | |

* Coordenada (x, y, z) de muestreo explicitada en la fuente.

† Coordenada (x, y) de muestreo explicitada en la fuente.

‡ Sin coordenada de muestreo explicitada en la fuente. Ubicación aproximada a partir de figura.

§ Sin coordenada de muestreo explicitada, ni figura referencial en la fuente. Ubicación aproximada sobre la zona de estudio.

|| Muestras de [Deckart et al. \(2005\)](#). Edad U-Pb (Edad $\pm 2\sigma$) PQM: $6,32 \pm 0,09$ Ma, PDL: $5,23 \pm 0,07$ Ma y Dacita Teniente: $5,05 \pm 0,12$ Ma.

¶ σ no indicado en la fuente. Asignado como el 10% del promedio.

F.2. Tasas de erosión en los Andes de Chile central

Tabla F.3: Compilación bibliográfica de 87 tasas de erosión (E) medidas a escala cuencas (carga suspendida y ^{10}Be) y a escala local (^{10}Be superficial y en perfil en profundidad, modelación de erosión de suelo, $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ e inclusiones fluidas) en los Andes de Chile central. Los datos están agrupados por método y ordenados de norte a sur.

| Nombre | Punto de muestreo | | H , m s.n.m. | $E \pm \sigma$, mm/a | Referencia |
|------------------------------------|-------------------|----------|----------------|-----------------------|--------------------------------|
| | Lat., ° | Lon., ° | | | |
| Tasa de erosión a escala de cuenca | | | | | |
| ^{10}Be | | | | | |
| ELK1 | -29,8477 | -70,4938 | 1050 | $0,1288 \pm 0,0257$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| ELK2 | -29,8477 | -70,4938 | 1050 | $0,1220 \pm 0,0213$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| ELK3 | -29,8477 | -70,4938 | 1050 | $0,1653 \pm 0,0288$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| ELK5 | -29,8477 | -70,4938 | 1050 | $0,0614 \pm 0,0105$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| HUR1 | -30,3110 | -70,7333 | 994 | $0,0426 \pm 0,0070$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| CHO0823S | -31,5971 | -71,4045 | 78 | $0,0481 \pm 0,0075$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| CHO0823G | -31,5971 | -71,4045 | 78 | $0,0449 \pm 0,0069$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| ILL1 | -31,5999 | -71,1131 | 400 | $0,0296 \pm 0,0045$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| ILL3 | -31,5999 | -71,1131 | 400 | $0,0181 \pm 0,0031$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| CHO0820 | -31,6573 | -71,2197 | 240 | $0,0403 \pm 0,0063$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| CHO0822S | -31,6628 | -71,3002 | 147 | $0,0533 \pm 0,0081$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| CHO0822G | -31,6628 | -71,3002 | 147 | $0,1073 \pm 0,0173$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| CHO1 | -31,6921 | -71,2677 | 182 | $0,0592 \pm 0,0091$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| CHO2 | -31,6921 | -71,2677 | 182 | $0,1455 \pm 0,0226$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| CHO3 | -31,6921 | -71,2677 | 182 | $0,0275 \pm 0,0048$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| ACO1 | -32,8349 | -70,5449 | 902 | $0,1938 \pm 0,0296$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| ACO3 | -32,8349 | -70,5449 | 902 | $0,1009 \pm 0,0180$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| MAI1 | -33,5797 | -70,4350 | 816 | $0,2496 \pm 0,0401$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| CAC1 | -34,2054 | -70,5289 | 783 | $0,1949 \pm 0,0371$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| TIN1 | -34,6767 | -70,8713 | 482 | $0,1588 \pm 0,0253$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| TIN2 | -34,6767 | -70,8713 | 482 | $0,0889 \pm 0,0158$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| TIN3 | -34,6767 | -70,8713 | 482 | $0,2135 \pm 0,0504$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| TEN1 | -34,9863 | -70,8649 | 603 | $0,1697 \pm 0,1142$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| TEN3 | -34,9863 | -70,8649 | 603 | $1,1713 \pm 0,2356$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| LON1 | -35,1844 | -71,1161 | 416 | $0,1212 \pm 0,0578$ | Carretier <i>et al.</i> , 2013 |
| LON2 | -35,1844 | -71,1161 | 416 | $0,1673 \pm 0,0489$ | Carretier <i>et al.</i> , 2015 |
| <i>Carga suspendida</i> | | | | | |
| Turbio _{Huanta} | -29,8435 | -70,3862 | 1195 | $0,0099 \pm 0,0030$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Turbio _{Varillar} | -29,9458 | -70,5328 | 860 | $0,0025 \pm 0,0007$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Elqui _{Algarrobal} | -29,9953 | -70,5867 | 760 | $0,0076 \pm 0,0023$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Claro _{Montegrande} | -30,0898 | -70,4928 | 1120 | $0,0009 \pm 0,0003$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| LaLaguna _{Embalse} | -30,2028 | -70,0361 | 3130 | $0,0023 \pm 0,0007$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Hurtado _{A.Pangue} | -30,4386 | -71,0022 | 485 | $0,0044 \pm 0,0013$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Hurtado _{ERecoleta} | -30,4772 | -71,0692 | 410 | $0,0015 \pm 0,0005$ | Carretier <i>et al.</i> , 2018 |
| Grande _{P.snJuan} | -30,7047 | -70,9244 | 420 | $0,0114 \pm 0,0034$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Guatulame _{ElTome} | -30,8006 | -70,9697 | 410 | $0,0023 \pm 0,0007$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Cogoti _{embalseCogoti} | -31,0325 | -71,0403 | 670 | $0,0086 \pm 0,0026$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010 |
| Illapel _{LasBurras} | -31,5103 | -70,8151 | 1079 | $0,0027 \pm 0,0008$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Choapa _{Lamahuida} | -31,7421 | -71,1492 | 275 | $0,0079 \pm 0,0024$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Choapa _{Salamanca} | -31,8117 | -70,9303 | 500 | $0,0323 \pm 0,0097$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Choapa _{Cuncumen} | -31,9692 | -70,5903 | 960 | $0,0143 \pm 0,0043$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Alicahue _{Colliguay} | -32,3300 | -70,7381 | 1780 | $0,0021 \pm 0,0006$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Putendo _{ResgLosPatos} | -32,5013 | -70,5795 | 1218 | $0,0229 \pm 0,0069$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |

Continúa en la página siguiente.

Tabla F.2: (continuación)

| Nombre | Punto de muestreo | | H , m s.n.m. | $E \pm \sigma$, mm/a | Referencia |
|--|-------------------|----------|----------------|-----------------------|--|
| | Lat., ° | Lon., ° | | | |
| Aconcagua _{Chacabucuito} | -32,8499 | -70,5102 | 1030 | $0,0927 \pm 0,0278$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Colorado _{Colorado} | -32,8572 | -70,4122 | 1062 | $0,0887 \pm 0,0266$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Aconcagua _{LosQuilos} | -32,8667 | -70,4167 | 1062 | $0,0795 \pm 0,0238$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Aconcagua _{ríoBlanco} | -32,9067 | -70,3036 | 1420 | $0,1104 \pm 0,0331$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| RíoBlanco | -32,9072 | -70,2978 | 1420 | $0,0819 \pm 0,0246$ | Carretier <i>et al.</i> , 2018 |
| Mapocho _{LosAlmendros} | -33,3713 | -70,4452 | 1024 | $0,0548 \pm 0,0165$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Mapocho _{RincMaipu} | -33,4963 | -70,8163 | 420 | $0,0371 \pm 0,0111$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Colorado _{AJMaipo} | -33,5885 | -70,3658 | 890 | $0,3021 \pm 0,0906$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Maipo _{ElManzano} | -33,5980 | -70,3782 | 850 | $0,2400 \pm 0,0720$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Maipo _{SanAlfonso} | -33,7347 | -70,3008 | 1108 | $0,2016 \pm 0,0605$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Volcan _{Queltehues} | -33,8056 | -70,2089 | 1365 | $0,1462 \pm 0,0439$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Cachapoal _{PteTCauquenes} | -34,2480 | -70,5580 | 700 | $0,0985 \pm 0,0296$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Tinguiririca _{BajosBriones} | -34,7167 | -70,8275 | 518 | $0,1733 \pm 0,0520$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Teno _{DJClaro} | -34,9968 | -70,8217 | 900 | $0,1276 \pm 0,0383$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Claro _{LosQueñes} | -34,9983 | -70,8171 | 900 | $0,0951 \pm 0,0285$ | Pepin <i>et al.</i> , 2010* |
| Tasa de erosión a escala local | | | | | |
| ¹⁰ Be <i>superficial</i> | | | | | |
| Altos de Talinay T1 | -30,9000 | -71,6600 | 241 | $0,0008 \pm 0,0003$ | Saillard <i>et al.</i> , 2009 |
| Altos de Talinay T1 | -30,9000 | -71,6600 | 241 | $0,0008 \pm 0,0003$ | Saillard <i>et al.</i> , 2009 |
| Altos de Talinay T1 | -30,9000 | -71,6600 | 241 | $0,0008 \pm 0,0003$ | Saillard <i>et al.</i> , 2009 |
| Caleta Maiten | -31,1517 | -71,6610 | 120 | $0,0013 \pm 0,0003$ | Rodríguez <i>et al.</i> , 2013 |
| Caleta Maiten | -31,1517 | -71,6610 | 121 | $0,0013 \pm 0,0003$ | Rodríguez <i>et al.</i> , 2013 |
| Caleta Maiten | -31,1517 | -71,6610 | 120 | $0,0008 \pm 0,0003$ | Rodríguez <i>et al.</i> , 2013 |
| Chigualoco-1 | -31,7007 | -71,5181 | 146 | $0,0015 \pm 0,0005$ | Martinod <i>et al.</i> , 2016 |
| ¹⁰ Be/ ²⁶ Al | | | | | |
| SGA-1 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0200 \pm 0,0017$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGA-2 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0330 \pm 0,0023$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGA-3 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0350 \pm 0,0027$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGA-4 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0350 \pm 0,0019$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGA-06-28 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0280 \pm 0,0053$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGA-06-17 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0220 \pm 0,0015$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGA-06-16 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0170 \pm 0,0008$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGA-5 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0170 \pm 0,0017$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGA05-14b | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0340 \pm 0,0017$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGA-3 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0021 \pm 0,0013$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [‡] |
| SGA-06-28 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0010 \pm 0,0006$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [‡] |
| SGA-06-17 | -29,7700 | -71,0800 | 377 | $0,0035 \pm 0,0083$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [‡] |
| SGS-1 | -29,7800 | -71,0800 | 400 | $0,0130 \pm 0,0012$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGS-2 | -29,7800 | -71,0800 | 400 | $0,0100 \pm 0,0008$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGS-3 | -29,7800 | -71,0800 | 400 | $0,0093 \pm 0,0019$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGS-22b | -29,7800 | -71,0800 | 400 | $0,0100 \pm 0,0010$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGS-21 | -29,7800 | -71,0800 | 400 | $0,0098 \pm 0,0003$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [†] |
| SGS-3 | -29,7800 | -71,0800 | 400 | $0,0008 \pm 0,0005$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [‡] |
| SGS-22b | -29,7800 | -71,0800 | 400 | $0,0020 \pm 0,0011$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [‡] |
| SGS-21 | -29,7800 | -71,0800 | 400 | $0,0045 \pm 0,0181$ | Owen <i>et al.</i> , 2011 [‡] |
| ¹⁰ Be <i>en perfil en profundidad</i> | | | | | |
| 1,2,3 | -33,4075 | -71,1531 | 230 | $0,0460 \pm 0,0260$ | Vázquez <i>et al.</i> , 2016 |
| <i>Modelo de erosión de suelo</i> | | | | | |
| Alto Loica | -34,0330 | -71,4170 | 430 | $1,6740 \pm 0,5022$ | Olivares <i>et al.</i> , 2011 |
| <i>Inclusiones fluidas</i> | | | | | |

Continúa en la página siguiente.

Tabla F.2: (continuación)

| Nombre | Punto de muestreo | | H , m s.n.m. | $E \pm \sigma$, mm/a | | Referencia |
|-------------|-------------------|----------|----------------|-----------------------|-------|--------------------------------------|
| | Lat., ° | Lon., ° | | | | |
| Los Bronces | -33,1500 | -70,2800 | 3600 | 0,15 | 0,015 | Skewes & Holmgren, 1993 [§] |

* Valor actualizado por Carretier *et al.* (2018).

† Promedio de $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$.

‡ Razón $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$.

§ σ asignado como el 10% del valor.

G. Mapa geomorfológico de Cuadrángulo Putaendo

COMPILACIÓN GEOLÓGICA DE LOS DEPÓSITOS
SUPERFICIALES CUATERNARIOS DE CHILE CENTRAL
CUADRÁNGULO PUTAENDO 60' × 30'

1:100 000

COMPILACIÓN GEOLÓGICA DE LOS DEPÓSITOS SUPERFICIALES CUATERNARIOS DE CHILE CENTRAL CUADRÁNGULO PUTAENDO 60'x30'

- ### UNIDADES DEL MAPA
- #### Holoceno tardío
- Qw** Depósitos de Lavado Aluvial - sedimentos polimícticos arenosos y gravosos no consolidados, localizados al interior de cañales de agua activos; pueden contener arena y arena limosa suelta a moderadamente suelta.
 - Qf** Depósitos de Abanico Aluvial - sedimentos polimícticos tamaño bolón, guijarro, grava, arena y limo, no consolidados, depositados recientemente cuando un cauce de agua fluye hacia fuera de un cañón confinado; depositado típicamente en un cono en forma de abanico; generalmente, el sedimento tamaño grava domina sobre los más finos.
 - Qm** Depósitos de Megadeslizamiento - sedimentos mono o polimícticos de gran diversidad granulométrica, angulosos, no consolidados y no disectados. Puede incluir flujos de detritos y megadeslizamientos de diversos tipos de movimientos.
 - Qg** Depósitos Glaciales - sedimentos polimícticos de tamaño bloque a arcilla, angulosos y no consolidados localizados al interior de los valles en las nacientes elevadas de las cuencas en la Cordillera Principal.
 - Ql** Depósitos Lacustres - en su mayoría corresponden a sedimentos polimícticos arenosos, limosos y arcillosos, no consolidados, que yacen en el fondo de lagos de agua dulce.
 - af** Relleno Artificial - sedimentos resultantes de las construcciones, minería, o otras actividades de extracción; incluye relleno ingenieril para edificios, carreteras, represas, pistas de aeropuertos, instalaciones portuarias y vertederos.

- #### Pleistoceno Tardío a Holoceno
- Qyw** Depósitos de Lavado Aluvial Joven - sedimentos polimícticos no consolidados a ligeramente consolidados, que constituyen lechos arenosos y gravosos no disectados a ligeramente disectados.
 - Qyf** Depósitos de Abanico Aluvial Joven - bolones, guijarros, grava, arena y limos no consolidados a ligeramente consolidados, parcialmente disectados, que surgen de un valle o cañón confinado.
 - Qym** Depósitos de Megadeslizamiento Joven - puede incluir flujos de detritos y megadeslizamientos de diversos materiales terrestres y tipos de movimiento; no consolidados a ligeramente consolidados y parcialmente disectados.
 - Qyg** Depósitos Glaciales Jóvenes - sedimentos tamaño bloque a arcilla, angulosos, no consolidados a ligeramente consolidados, parcialmente disectados, localizados al interior de los valles en las nacientes de las cuencas en la Cordillera Principal.
 - Qyl** Depósitos Lacustres Jóvenes - en su mayoría sedimentos arenosos, limosos y arcillosos, no consolidados a ligeramente consolidados, que yacen en el fondo de lagos de agua dulce.

- #### Pleistoceno Medio a Tardío
- Qof** Depósitos de Abanico Aluvial Antiguo - bolones, guijarros, grava, arena y limos moderadamente consolidados, moderadamente disectados, que surgen de un valle o cañón confinado. Dadas las características morfoestratigráficas de los depósitos Qof en el borde occidental de la depresión de Los Andes-San Felipe, estos se subdividieron en Qof1 y Qof2.
 - Qom** Depósitos de Megadeslizamiento Antiguo - puede incluir flujos de detritos y megadeslizamientos de diversos materiales terrestres y tipos de movimiento; moderadamente consolidados y moderadamente disectados.
 - Qog** Depósitos Glaciales Antiguos - sedimentos tamaño bloque a arcilla, angulosos, moderadamente consolidados, moderadamente disectados, localizados al interior de algunos valles elevados de la Cordillera Principal.

- #### Pleistoceno Temprano a Medio
- Qovf** Depósitos de Abanico Aluvial Muy Antiguo - bolones, guijarros, grava, arena y limos bien consolidados, bien disectados, que surgen de un valle o cañón confinado. Dadas las características morfoestratigráficas de los depósitos Qovf en la salida del río Aconcagua hacia la depresión de Los Andes-San Felipe, estos se subdividieron en Qovf1 y Qovf2.
 - Qovm** Depósitos de Megadeslizamiento Muy Antiguo - puede incluir flujos de detritos y megadeslizamientos de diversos materiales terrestres y tipos de movimiento; bien consolidados y bien disectados.

- #### Cenozoico (Terciario)
- Tv** Formaciones de edad cenozoica de origen volcánico - Fm. Abasco y Fm. Fanelones.

- #### Mesozoico o más antiguo
- Kss** Formaciones de edad cretácica de origen sedimentario de grano grueso - Fm. Las Chilcas.
 - Kv** Formaciones de edad cretácica de origen volcánico - Fm. Cerro Morado, Fm. Salamanca y Fm. Lo Valle.
 - gr** Rocas intrusivas cristalinas graníticas o de otro tipo de todas las edades.

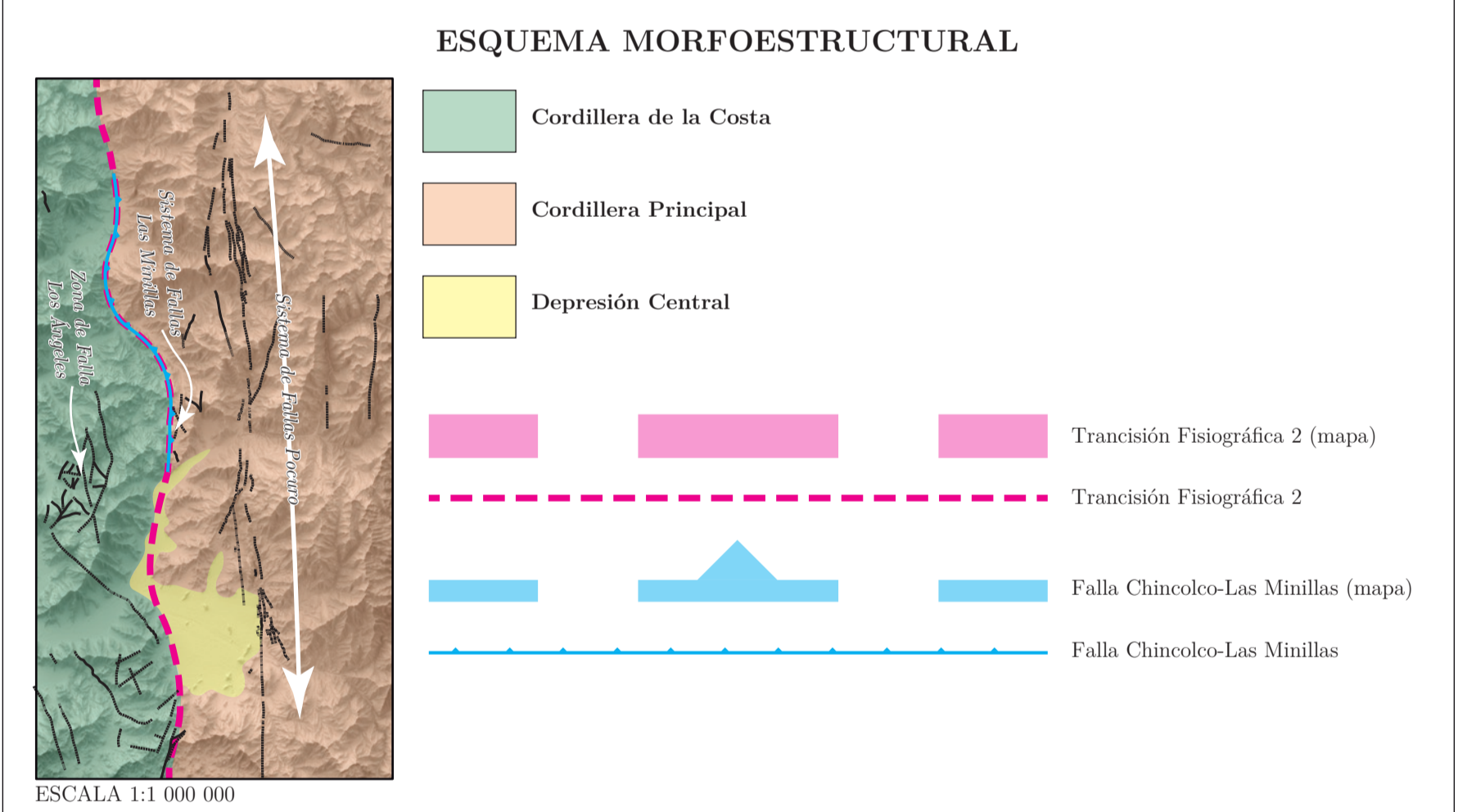
SIMBOLOGÍA

[Para los símbolos geológicos líneas sólidas (—) cuando la ubicación es precisa, línea segmentada larga (---) cuando la ubicación es aproximada, línea segmentada corta (---) cuando la ubicación es inferida, línea punteada (---) cuando está cubierta. Símbolos de interrogación (?) se añaden cuando la identidad o existencia puede ser cuestionable. Los símbolos entre paréntesis corresponden a las diversas representaciones de contacto, los cuales pueden ser aplicados a todos los tipos de contactos geológicos, fallas y pliegues.]

| | |
|--|--|
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |

CORRELACIÓN DE LAS UNIDADES DEL MAPA

| | Relleno Artificial | Depósitos de Megadeslizamiento | Depósitos de Lavado Aluvial | Depósitos de Abanico Aluvial | Depósitos Glaciales | Depósitos Lacustres |
|-------------------------------|--------------------|--------------------------------|-----------------------------|------------------------------|---------------------|---------------------|
| Holoceno tardío | af | Qm | Qw | Qf | Qg | Ql |
| Pleistoceno Tardío a Holoceno | | Qym | Qyw | Qyf | Qyg | Qyl |
| Pleistoceno Medio a Tardío | | Qom | | Qof, Qof1, Qof2 | Qog | |
| Pleistoceno Temprano a Medio | | Qovm | | Qovf, Qovf1, Qovf2 | | |
| Cenozoico (Terciario) | | | | | | |
| Mesozoico o más antiguos | | | | | | |
| | | | Volcánico | Sedimentario | Intrusivo | |
| | | | Tv | Kss | gr | |



REFERENCIAS DEL MAPA

BASE DE DATOS GEOLÓGICA USADA EN LA COMPILACIÓN GIS DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS CUATERNARIAS; SUSTRATO ROCOSO Y ESTRUCTURAS

Antano, J. L. & Goss, J. (2009). Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32-34°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* 104(3-4), pp. 117-133. ISSN 0169-5555. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.06.011

Arco-Antano, L. (2010). La Formación Las Chilcas en el valle del Estero Los Angeles (32°15' S, Chile Central: evolución sedimentaria y estratigráfica e implicancias paleogeográficas durante el Cretácico. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 243 p. (1)

Boyer, D. (2015). Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el cretácico medio-tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 296 p. URL: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/136461> (1)

Campbell, D. (2005). Tectonoestratigrafía del sector comprendido entre los ríos Roca y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona. Memoria de Título (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 113 p. (1)

Jara, P. (2013). Tectónica meso-cenozoica en la Cordillera Principal de Chile central entre los 32° y 32°30' S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento análogo. Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 299 p. URL: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/113376> (1)

Machado, C. (2017). Estratigrafía y estructuras de la Zona de Falla Pucuro entre los 32°30' S y los 33° S. Memoria de Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 108 p. URL: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/113376> (1)

Medina, J. (2018). Caracterización de la Falla Curruco (32°30' S) y su relación al West Andean Thrust System (WATS). Memoria de Título. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 63 p. (1)

Pérez, R. (2016). Patrones geológicos de la comuna de Pucuro (32°32' S): Análisis de lugares de interés geológico y su contextualización en un modelo de evolución paleogeográfica. Memoria de Título. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 117 p. (1)

Pérez, S. (1996). Hoja Quiliza a Portillo. Región de Valparaíso (1:250 000). Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. N° 73 (Hidrométrica). Santiago. 232 p. (1)

Riquelme, S., Sepúlveda, F., Boer, R. & Espinosa, D. (1993). Mapa Geológico de las Hojas Quiliza y Portillo (escala 1:250 000). Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. N° 73, Santiago. 4 p. (1)

Troiano, M. (2014). Evolución geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la depresión de Los Andes - San Felipe, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 107 p. URL: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/132145> (1)

Vera, E. (1976). Estudios geológicos de la región de los cerros Negro y Portales provincia de Aconcagua. Chile. Memoria de Geología (Inédito). Santiago, Universidad de Chile.

REFERENCIA USADA EN LA PREPARACIÓN DE LA LEYENDA Y MAPA DE LAS UNIDADES CUATERNARIAS

Bolton, T. L.; Roffe, P. D.; Hayman, C. A.; Lancaster, J. T.; Short, W. R.; Moore, S.; Wainib, B.; Thompson, J.; Carey, A.; Myers, M. A. & Uley, S. (2012). Geologic compilation of Quaternary surficial deposits in southern California. California Geological Survey, CGS Special Report 212 (REVISED). 20 p. URL: http://www.construction.ca.gov/pegp/Documents/CGS_Special_Report_212_REVISED.pdf

UBICACIÓN DEL MAPA

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

COMPILACIÓN GEOLÓGICA DE LOS DEPÓSITOS SUPERFICIALES CUATERNARIOS DE CHILE CENTRAL CUADRÁNGULO PUTAENDO 60' x 30'

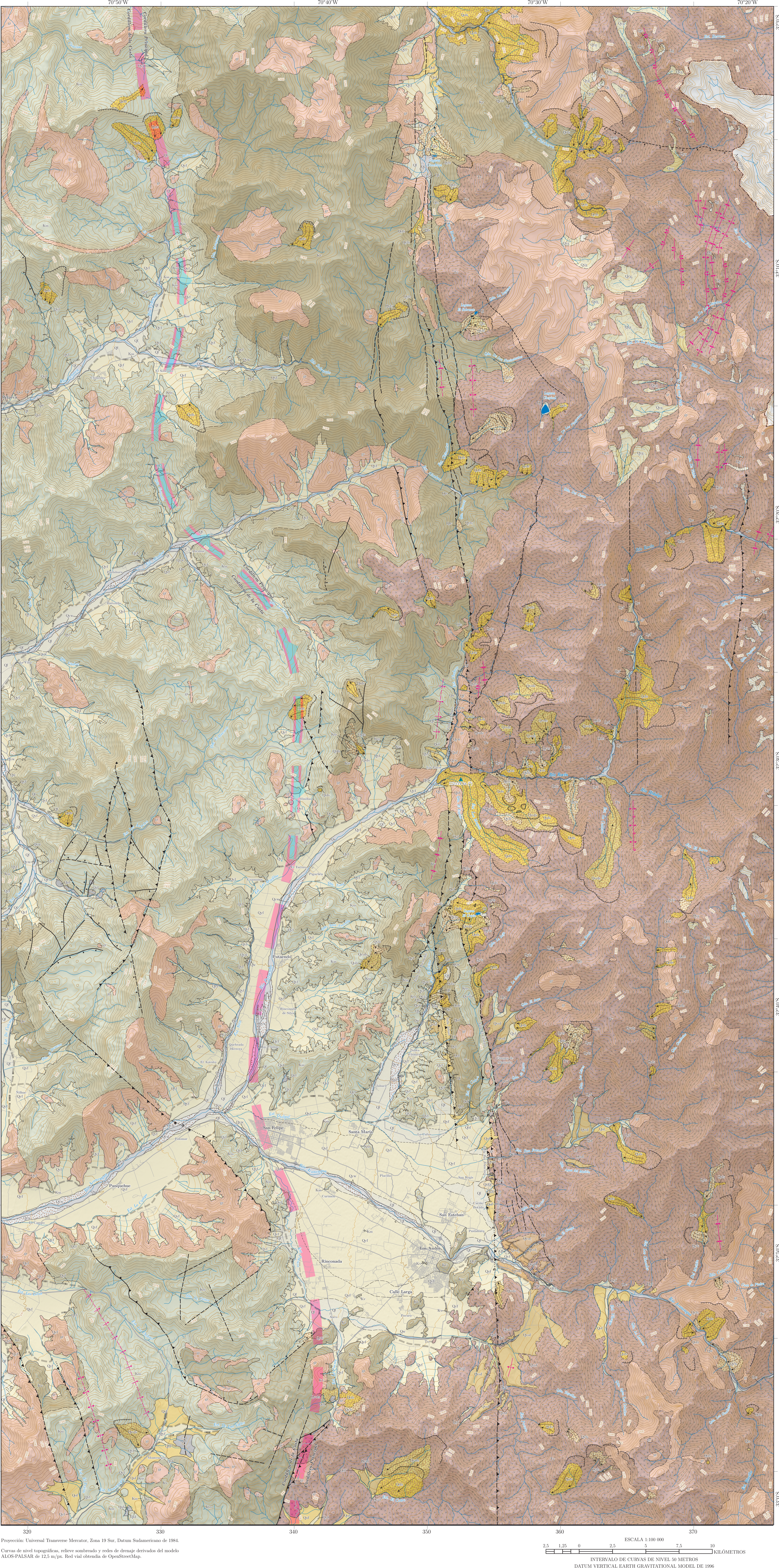
ESCALA 1:100 000

Este mapa forma parte de la tesis:
TECTÓNICA ACTIVA EN EL BORDE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA PRINCIPAL DE CHILE CENTRAL (29°-36°S)

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCION GEOLOGIA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JOSÉ NICOLÁS ESTAY HERRERA

SANTIAGO DE CHILE 2019



H. Publicación en Postales Terrestres²³

H.1. El Sobrante, cordillera de Petorca²⁴

Gentes Terrestres,

En el pasado, la mayoría de los depósitos de mega-deslizamientos que afectan los Andes de Chile central se interpretaron como depósitos morrénicos. Sin embargo, hoy sabemos que muchos son el resultado de enormes procesos de remoción en masa gatillados por lluvias o terremotos. En laderas empinadas, generalmente en seco, grandes volúmenes de roca pueden caer gravitacionalmente rebotando y saltando lejos, lo suficientemente rápido para atrapar gran cantidad de aire que facilita su flujo, originando avalanchas de roca.

En estas postales se muestra un depósito de avalancha de roca caótico, mal seleccionado y monomóctico que rellena la porción distal de un valle sin evidencias glaciales. La superficie del depósito posee depresiones cerradas, *levées* y *hummocks*, y en su entorno cercano se reconoce una cicatriz sobre un risco vertical y la presencia de una laguna por represamiento. Este depósito forma parte de numerosos megadeslizamientos asignados al Holoceno y ubicados a pocos kilómetros al este de la Sistema de Fallas Pucuro.

¿Sucedió algo de ésta magnitud en los terremotos de subducción o en años ENSO históricos? o ¿son el vestigio de terremotos corticales importantes, pero menos frecuentes, bajo la Cordillera Principal?



Figura H.2: Set de fotos publicadas en Postales Terrestres para la difusión del megadeslizamiento El Sobrante, al interior de la cordillera de Petorca.

²³<https://postalesterrestres.com/>

²⁴<https://postalesterrestres.com/postal-1/el-sobrante-cordillera-de-petorca/>

I. Movimiento transcurrente en el Sistema de Fallas Pocuro

Al SE del portezuelo El Bocón ($\sim 32^{\circ}34'S$) y en las nacientes del estero El Zaino (E: 353 923, N: 6 394 903, h: 2386 m s.n.m.; coordenadas UTM z19S) se reconocieron indicadores cinemáticos de los tipos espejos (Figura I.3 a) y estrías de falla preservados en tobas cristalinas (Figura I.3 b). El análisis de las estrías de falla sugieren un movimiento transcurrente de tipo dextral prácticamente puro.

Dependiendo del autor, el sitio en donde se observaron los indicadores cinemáticos se ubicaría sobre (Rivano *et al.*, 1993) o inmediatamente al este (Campbell, 2005) de una de las zonas de falla principales del Sistema de Fallas Pocuro. Así, es posible que estos indicadores cinemáticos sean el reflejo de un estadio deformacional que facilitó los movimientos de tipo transcurrente a lo largo de este sistema de fallas.

Según la Hoja Quillota y Portillo (Rivano *et al.*, 1993), las tobas cristalinas en las que se preservan los indicadores cinemáticos serían pertenecientes a la Fm. Farellones, que en este sector estaría acotada entre ~ 20 -10 Ma por dataciones K-Ar en roca total. Así, al menos desde el Neógeno, los movimientos inversos vergentes al oeste atribuidos largamente a la inversión de la Cuenca de Abanico (*e.g.*, Charrier *et al.*, 2005; Campbell, 2005; Machuca, 2017) y que muestran persistir durante el Cuaternario tardío en las cercanías (Troncoso, 2014; Estay & Pinto, 2016; Medina, 2018), habrían estado acompañados de movimientos transcurrentes dextrales.

Aunque puntual, este antecedente viene a sumarse a otras evidencias de movimientos transcurrentes. Por un lado, es consistente con (1) el análisis de microtectónica cuaternaria (Lavenu & Cembrano, 1999), (2) el dique deformado en sentido dextral descrito por Campbell (2005) en el portezuelo El Bocón y (3) la cinemática de la FCI (Estay *et al.*, 2018). Mientras que por otro, el movimiento dextral evidenciado es contrapuesto al inferido para el estero Colina (Gana & Wall, 1997; Wall *et al.*, 1999).

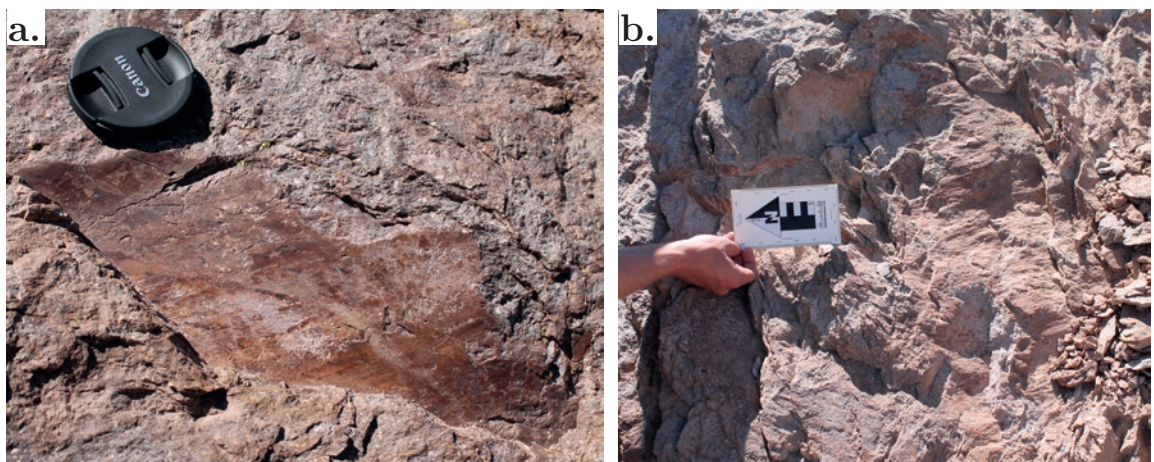


Figura I.3: Indicadores cinemáticos en el ámbito del Sistema de Fallas Pocuro. (a) Espejo de falla. (b) Estrías de falla de movimiento principal de tipo transcurrente dextral. Notar que el espejo y las estrías suceden en planos subverticales, que son ortogonales a la estratificación subhorizontal que presentan las capas de tobas en el área.

J. Participación en conferencias

J.1. Primer Simposio de Tectónica Sudamericana

J.1.1. Extracción de DEM de alta resolución mediante Geomatica®: aplicación al análisis neotectónico en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe, Chile central (32°42'-32°52'S)

José Estay¹ & Luisa Pinto¹

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Los DEMs (del inglés: Digital Elevation Models) son utilizados por muchas disciplinas que requieren de información topográfica georreferenciada. Aunque en un inicio la disponibilidad, resolución y altos costos fueron importantes limitantes que restringieron su uso. En la actualidad se puede acceder gratuitamente a través de internet a modelos como ASTER GDEM y SRTM de 30 m/pixel de resolución y, recientemente, ALOS-PALSAR con 12.5 m/pixel. A pesar de todas sus ventajas, estos DEMs son demasiado gruesos para capturar numerosas características y perturbaciones de pequeña escala relevantes para estudios de detalle. Considerando lo anterior y el alto valor de DEMs más finos, se hace necesario explorar formas alternativas para su generación. Este trabajo requirió de la extracción de DEMs por fotogrametría de fotos aéreas digitales de 1600 dpi y escala 1:50 000, en el software Geomatica®. Usando la herramienta Orthoengine, la extracción consta de cinco pasos: 1) Project: definición de parámetros del proyecto, proyección geográfica y calibración; 2) Data Input: lectura de fotografías e ingreso de ubicación de fiducials; 3) GCP/TP Collection: ingreso de ground control points y tie points; 4) Model Calculations: compilación de modelo matemático; 5) DEM From Stereo: generación de imágenes epipolares y extracción del DEM. El resultado fue un DEM de 4 m/pixel del borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe con escasos artefactos y errores, correctamente georreferenciado y ligado al modelo SRTM de probada exactitud y precisión. Usando el modelo generado se analizó de forma remota la geomorfología del área, destacando la identificación de un sistema de abanicos aluviales coalescentes parcialmente disectados, un posible escarpe de falla erosionado que los disloca y varios lineamientos en el frente montañoso. Estas observaciones remotas son claves para identificar nuevas evidencias de actividad neotectónica de la Zona de Falla Pucuro en el sector.

Este resumen fue aceptado y presentado en modalidad charla (Estay *et al.*, 2016).

J.2. XV Congreso Geológico Chileno

J.2.1. Control tectónico y climático del alzamiento de los Andes de Chile central (29°-35°S) durante el Cenozoico tardío: una aproximación a partir de geomorfología tectónica

José Estay¹ & Luisa Pinto¹

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

La topografía en orógenos activos resulta del alzamiento tectónico y la eficiencia de los procesos erosivos que son controlados principalmente por el clima y la litología. Al respecto, la evolución neógeno-cuaternaria de los Andes de Chile central está marcada por el establecimiento de un fuerte gradiente climático y la transición entre subducción plana a normal a los $\sim 33^\circ\text{S}$. Estos cambios coinciden espacialmente con variaciones topográficas mayores al sur y norte de esta latitud: al sur las cordilleras de la Costa (CC) y Principal (CP) están bien definidas producto de la división que crea la Depresión Central (DC); mientras que al norte, la ausencia de DC provoca que la CC y CP se contacten a través de un paisaje montañoso continuo donde diferenciarlas es problemático.

Apoyado en los avances empíricos y teóricos en geomorfología tectónica en paisajes erosionales, y para explorar los roles del clima, litología y tectónica en la topografía, se analizaron las métricas de empinamiento de canal (k_{sn}), elevación, pendiente y relieve local. Los resultados indican la existencia de una conspicua transición fisiográfica que biseca longitudinalmente los Andes de Chile central. Se observa que los patrones de alzamiento de roca predichos del análisis de k_{sn} son consistentes con edades termocronológicas de baja temperatura publicadas a ambos lados de la discontinuidad: mesozoicas al oeste y miocenas o más jóvenes al este. Su orientación ortogonal al gradiente climático, así como la gran variedad de tipos de roca que atraviesa, sugieren que este límite corresponde a un artefacto tectónico. Estas evidencias combinadas con el conocimiento geológico actual requieren del movimiento, al menos desde el Mioceno temprano, de un sistema de fallas (F) inversas vergentes al oeste que atraviese los Andes de Chile central separando la CC de la CP. Por su ubicación, este sistema de fallas incluiría a las fallas Vicuña, Llimpo, Pucuro, Infernillo y San Ramón, además de otras no estudiadas dentro y fuera del área analizada.

El análisis topográfico de la CP sugiere que entre los $32,5^\circ\text{S}$ y $34,5^\circ\text{S}$ hay más alzamiento de roca y superficie que al norte. Estos resultados son concordantes con los reportes de exhumación plio-cuaternaria de los megapórfidos Río Blanco y El Teniente, la rápida incisión de los ríos, las altas tasas de erosión decadal y milenaria, y la tectónica activa en F y bajo la CP. Se especula que estas evidencias geológicas son el resultado del acoplamiento entre clima y tectónica.

Este resumen fue aceptado y presentado, en modalidad charla, en la sesión GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos (Estay & Pinto, 2018).

J.2.2. Falla Camino del Inca: un registro de ruptura superficial en la Cordillera Principal, Chile Central ($\sim 32^{\circ}18'S$)

José Estay¹, Luisa Pinto¹ & Claudio Saavedra¹

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

La deformación Cuaternaria documentada en la Cordillera Principal (CP) sobre la mitad sur del segmento de subducción horizontal (30° - 33° S) es escasa. Su comprensión actual está sujeta en la interpretación de la sismicidad cortical inmediatamente al sur de los $\sim 33^{\circ}$ S, y a la comprensión de rupturas superficiales de las fallas San Ramón (FSR) y Cariño Botado (FCB), aledañas a las ciudades de Santiago ($\sim 33^{\circ}27'S$) y Los Andes ($\sim 32^{\circ}50'S$), respectivamente. Hacia el norte, sin embargo, la falta de marcadores geomorfológicos ha llevado consigo que la interpretación de paleoterremotos corticales solo se especule a partir de los abundantes depósitos de megadeslizamientos. Aunque es controversial, cabe señalar que la ubicación de la FSR y FCB coincide espacialmente con la traza del Sistema de Falla Pocuro (SFP).

Con el objetivo de explorar la presencia de deformación tectónica superficial en la prolongación septentrional del SFP, se generó un modelo digital de elevación (MDE) de alta resolución (4 m/pixel) mediante fotogrametría de fotos áreas. El análisis del MDE reveló la presencia de una serie de escarpes contra-pendiente discontinuos, de hasta ~ 7 m de altura y un largo sumado de ~ 10 km. Estos escarpes dislocan laderas montañosas de la CP a los $\sim 32^{\circ}18'S$ y se localizan ~ 5 km al oeste de la traza del SFP. En terreno los escarpes se reconocen debido a que en ellos se han encauzado algunas quebradas y apoyado los conos de talus más recientes, posteriores a su formación. El escarpe continuo más extenso posee un largo de $\sim 6,5$ km, y se expresa morfológicamente como un quiebre lineal repentino en el descenso normal de una ladera de exposición este. Otro escarpe de ~ 3 km ubicado al norte, disloca una ladera de exposición oeste indicando una geometría de falla contraria al escarpe más largo. La geometría de la traza que definen los escarpes en superficie indican un movimiento transcurrente, posiblemente dextral, de una falla subvertical —denominada Falla Camino del Inca—, cuyos leves cambios de maneo explicarían las diferencias morfológicas observadas.

Una posibilidad es que los escarpes sean consecuencia del colapso gravitacional a gran escala de las montañas conocido como *sackugen*. Sin embargo, dada la alineación y discreción con que esta falla se expresa, sugiere que corresponde a una estructura tectónica. Sus escarpes discontinuos representan al menos un paleoterremoto con ruptura superficial en las cercanías del SFP durante el Cuaternario tardío a estas latitudes.

Este resumen fue aceptado y presentado, en modalidad póster, en la sesión SINT-3: Fuentes sísmogénicas corticales en Sudamérica (Estay *et al.*, 2018).



RESUMEN GRÁFICO

En la zona cordillerana de Alicahue, región de Valparaíso, se preserva de forma excepcional un tramo de la ruta construida por el imperio incaico en épocas prehispánicas (Fig. 1).



Fig. 1: Camino del Inca (PDI, 2011)

¿Lo ves?

Sí, pero... parece un **escarpe de falla**

Aquí mostramos que este rasgo geomorfológico no es antropogénico, sino que tectónico. Corresponde a un **escarpe por ruptura de superficial de una falla geológica.**

1. ANTECEDENTES

• **Área de estudio:** ~130 km al norte de Santiago y ~15 km al este de Alicahue.

• **Objeto de estudio:** escarpes lineales de rumbo NS y decenas de metros de ancho que se extienden a media altura por kilómetros sobre laderas montañosas (Fig. 3).

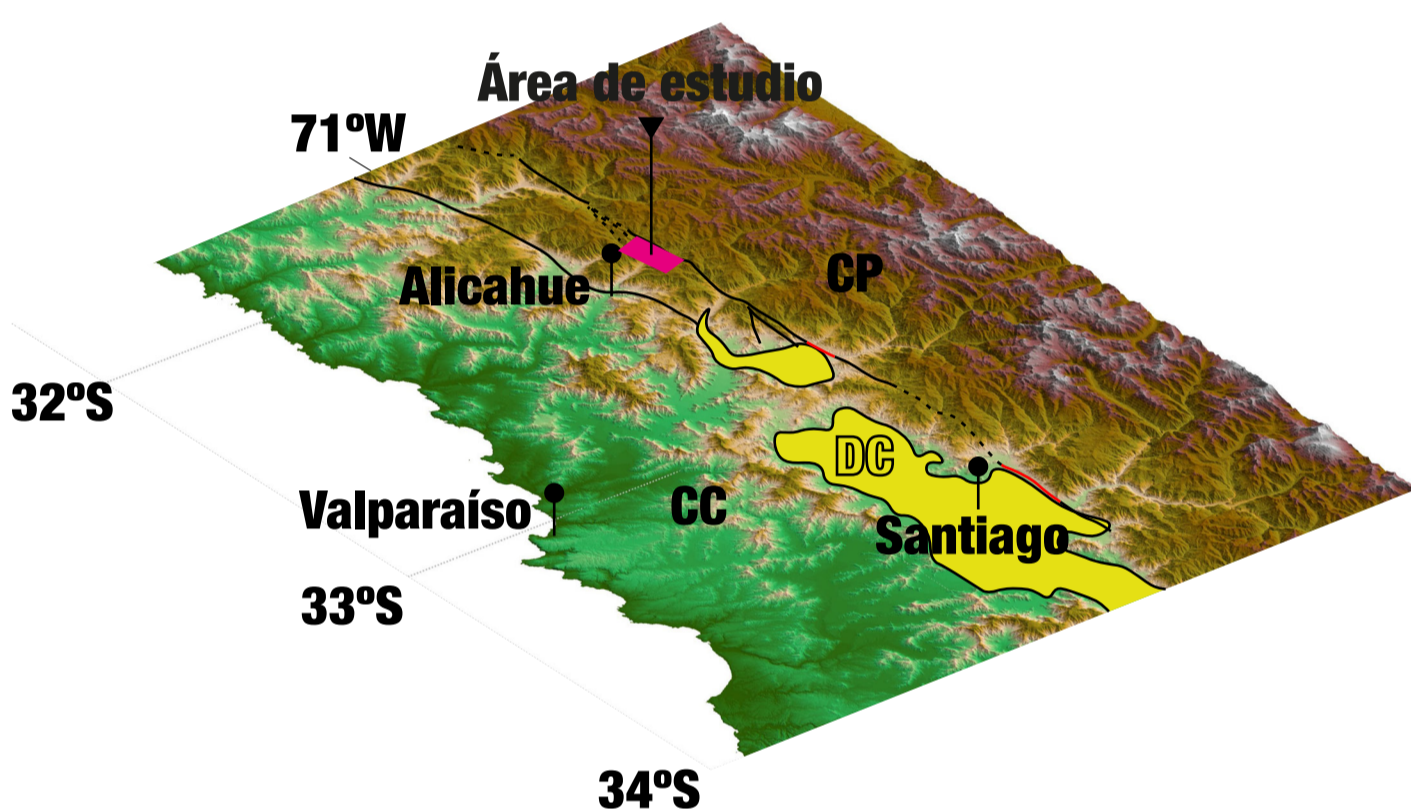


Fig. 2: Área de estudio (polígono magenta) y su contexto morfoestructural. Cordillera Principal (CP), Cordillera de la Costa (CC) y Depresión Central (DC). Se señala la traza del SFP (Carter & Aguirre, 1965; Rivano, 1993; Mpodozis et al., 2009).

• **Primera descripción:** los arqueólogos Stehberg & Carvajal (1985) señalan estos rasgos como evidencia directa del ramal andino del "Camino del Inca".

• **Geología:** emplazada en la Cordillera Principal (Fig. 2), sobre unidades del Cretácico Superior (Fm. Salamaca; Rivano, 1993) y de forma paralela, ~5 km al W, de la traza principal del Sistema de Falla Pocuro (SFP; Carter & Aguirre, 1965; Rivano, 1993).

2. HIPÓTESIS

Los bancos lineales ubicados en la cordillera de Alicahue (Fig. 3), conocidos como el Camino del Inca, son escarpes de falla.

3. RESULTADOS

Mediante análisis remoto (Fig. 3) y de terreno se obtuvieron estos resultados:

- Tres segmentos (N10°W) de largo total sumado de ~10 km (Fig. 4).
- Canales coluviales desplazados indican movimiento principal transcurrente dextral (~200 m; Fig. 5).
- Escarpes contra-pendiente de ~8 m (Fig. 7) y ~25 m de alto y ancho máximos, respectivamente.
- Se estima un manto subvertical: >75°E (segmento norte) y ~90° (segmento sur).
- En los escarpes se encauzan algunas quebradas y se apoyan conos de talus (Fig. 4 y 6).



Figura 6: Vista de terreno de los escarpes de la Falla Camino del Inca (FCI). Se reconocen los conos de talus jóvenes apoyados en el escarpe.

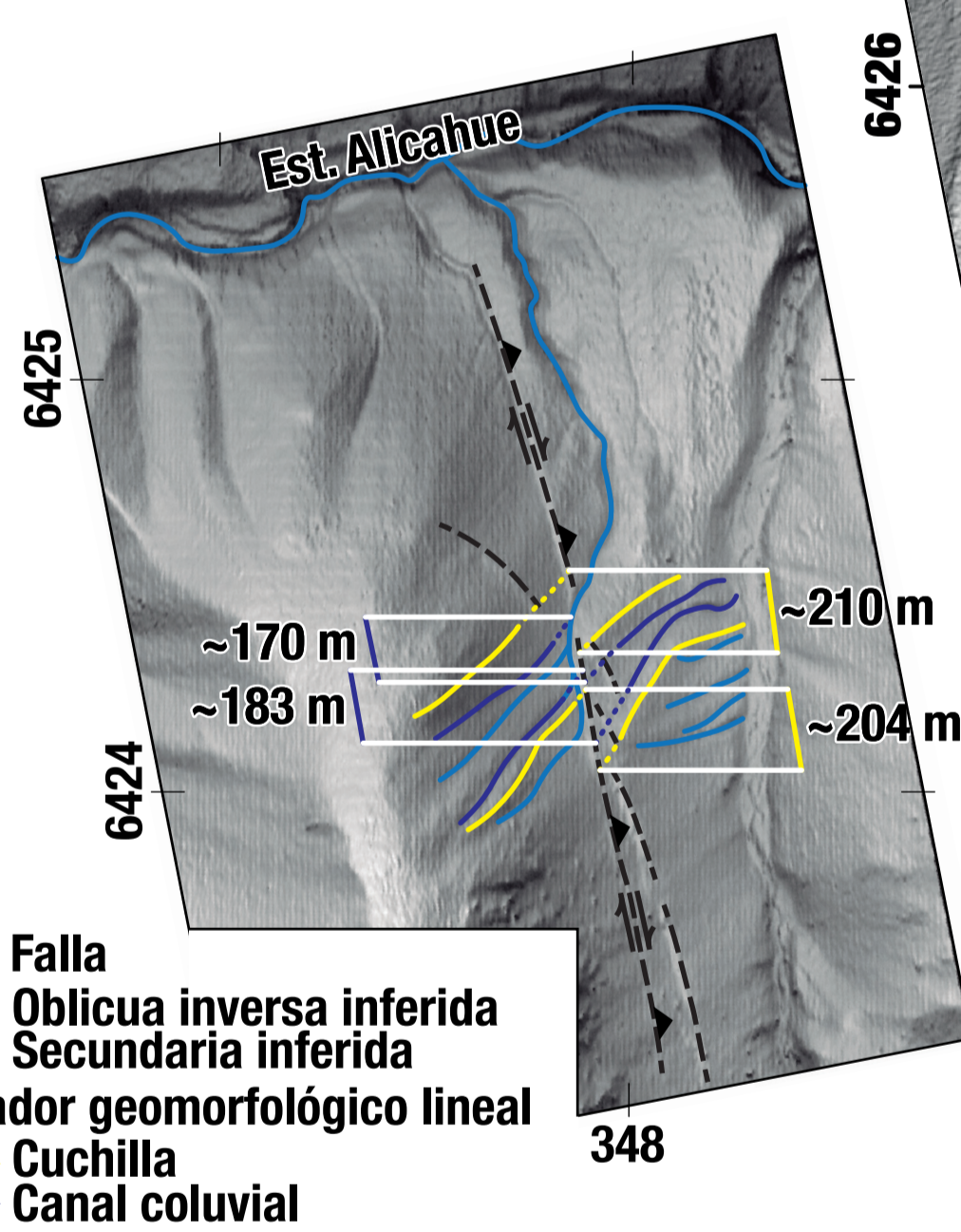


Figura 5: Análisis de marcadores geomorfológicos lineales desplazados. El desplazamiento de canales (~177 m) y cuchillas (~207 m) es consistente con un fallamiento transcurrente dextral. Proyección de cuchillas al escarpe tiene más incerteza que la efectuada para los canales.

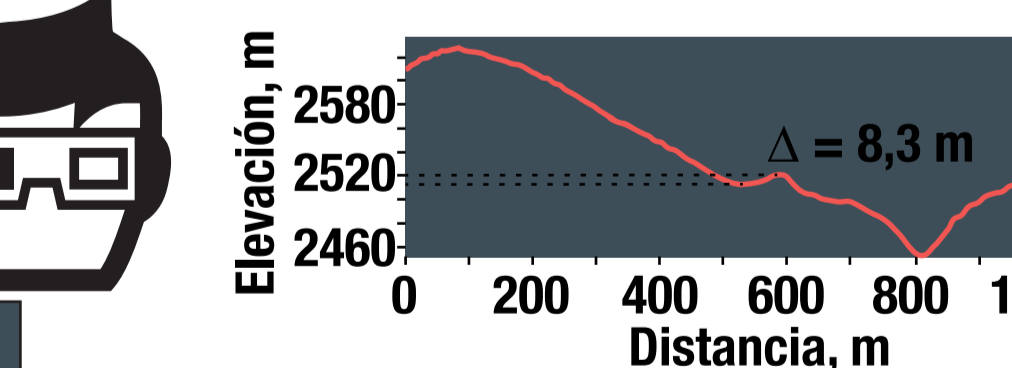


Figura 7: Perfil del escarpe de la FCI donde muestra una de las máximas dislocaciones verticales.

4. DISCUSIÓN

- Se descarta *sacking* o *deep-seated gravitational slope deformation* (Agliardi et al., 2013) por ubicación distante de la cresta, discreción y cinemática => escarpes por falla tectónica.
- Cinemática dextral NS consistente con sismicidad cortical bajo la CP (Charrier et al., 2004; Fariás, 2007) y análisis de microtectónica cuaternaria (Lavenue & Cembrano, 1999).

• Podría ser parte del SFP => tectónicamente activo.

5. CONCLUSIÓN

• El Camino del Inca, en la CP allichahuina, es un escarpe de falla (FCI) contrapendiente de origen tectónico.

• La FCI Representa al menos una ruptura superficial de una falla oblicua (componente principal transcurrente dextral) durante el Cuaternario tardío.

Figura 4: Relieve sombreado de DEM de 4 m/pixel e imagen satelital del Camino del Inca. Notar diferentes segmentos del escarpe contra-pendiente, el manto subvertical inferido a partir de su forma sobre las laderas y la relación morfoestratigráfica de los conos de talus antiguos (marrones) dislocados y recientes (grises) apoyados en el escarpe.

REFERENCIAS CITADAS

Agliardi, F., Crosta, G., & Frattini, P. (2012). "Slow rock-slope deformation". In J. Clague & D. Stead (Eds.), *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling* (pp. 207-221). Cambridge: Cambridge University Press. DOI:10.1017/CBO9780511740367.019

Carter, W. D. & Aguirre, L. (1965). "Structural Geology of Aconcagua Province and Its Relationship to the Central Valley Graben, Chile". *Geological Society of America Bulletin* 76(6), pp. 651-664. ISSN 0016-7606. DOI: https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76<651:SGOAPAJ2.0.CO;2

Charrier, R.; Fariás, M.; Comte, D. & Pardo, M. (2004). "Active Tectonic in the Southern Central Andes, a Recent Example: the 28 August, 2004 Shallow Mw=6.5 Earthquake". *En: Eos Trans. AGU*, 2001. 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S43C-1015.

Fariás, M. (2007). "Tectónica, erosión et évolution du relief dans les Andes du Chili Central au cours du Néogène". Thèse de Doctorat. Santiago du Chili, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, U.F.R. Sciences de la Vie et de la Terre, pp. 230. URL: https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00256817

Lavenue, A. & Cembrano, J. (1999). "Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile)". *Journal of Structural Geology* 21(12), pp. 1669-1691. ISSN 01918141. DOI: 10.1016/S0191-8141(99)00000-0

Mpodozis, C.; Brockway, H.; Marquardt, C. & Perelló, J. (2009). "Geocronología U/Pb y tectónica de la región de Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina". *En: XII Congreso Geológico Chileno*, 1. Santiago, Chile.

PDI (2011). "Tesoros Ocultos de la Región de Valparaíso: Por el Rescate y Protección de nuestro Patrimonio Desconocido. Valparaíso: Impresos El Mercurio de Valparaíso, pp. 198. ISBN 9789567620203

Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R. & Espiñeira, D. (1993). "Mapa Geológico de las Hojas Quillota y Portillo (escala 1:250 000)". Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. N° 73. Santiago.

Stehberg, R. & Carvajal, N. 1987. "Recientes Reconocimientos del Camino del Inca en los Terminos meridionales del Imperio: tramo Alicahue Adentro-Alto Choaipa". *Clava*, 3:121-129.

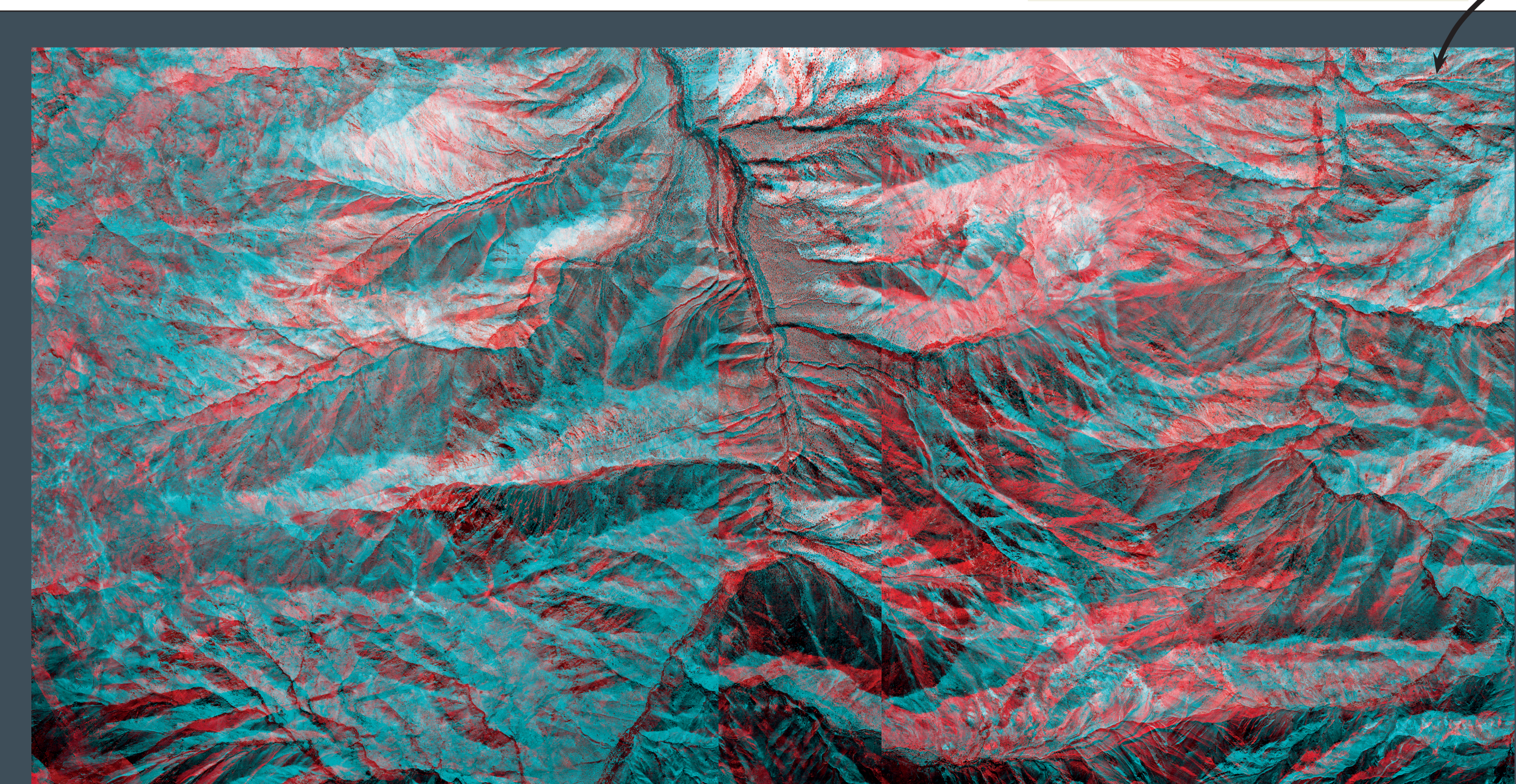
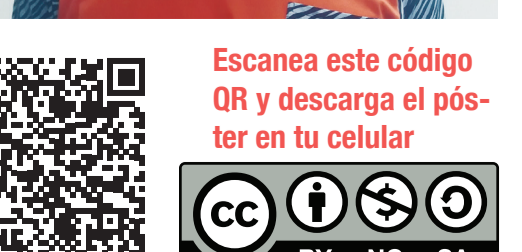


Figura 3: Imagen anaglifo generada durante el proceso de extracción del DEM de 4 m/pixel (área abarcada 8,5x17 km). Esta imagen puede ser visualizada en 3D con el uso de gafas rojo-azul. Notar la traza de la Falla Camino a lo ancho de la imagen. El norte apunta a la derecha para preservar el efecto 3D. Procesamiento fotogramétrico de fotos aéreas digitales mediante la herramienta OrthoEngine de Geomatica®.

AGRADECIMIENTOS

La investigación de tesis de magister (José Estay), en la cual este trabajo se inserta, fue financiada parcialmente por D. Estay (Puñuco, Chile), M. Estay de la Pontificia Universidad Católica de Chile, y L. Pinto de la Universidad de Chile. Agradecemos especiales al Departamento de Geología de la Universidad de Chile por brindar el espacio físico de trabajo y un viático para asistir a este congreso. Al Servicio Aerofotogramétrico (SAF) de la Fuerza Aérea de Chile por dar facilidades económicas para la adquisición de fotografías aéreas del área de estudio. A Aurea Escobar del Team Americas de PCI-GEOMATICS por otorgar licencia de prueba por seis meses del software Geomatica®. Gracias también a Claudio Saavedra, Rodrigo Pínez y Vladimir Vicario por su cooperación durante el trabajo de terreno en el inhóspito lugar en donde se ubica el Camino del Inca.



Referencias citadas en anexo

- AGUIRRE, L. (1960). «Geología de los Andes de Chile central, provincia de Aconcagua». Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín N° 9*. 70 pp. Santiago, Chile.
- BRÜGGEN, M. J. (1950). *Fundamentos de la Geología de Chile*. Santiago, Chile: Instituto Geográfico Militar, 374 pp.
- CAMPBELL, D. (2005). *Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona*. Memoria de Título (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 113 pp.
- CAÑUTA, J. & ZÚÑIGA, H. (1994). «Carta gravimétrica Quillota-Portillo». En: *VII Congreso Geológico Chileno*, I 585–588. Concepción, Chile.
- CARRETIER, S.; REGARD, V.; VASSALLO, R.; AGUILAR, G.; MARTINOD, J.; RIQUELME, R.; CHRISTOPHOUL, F.; CHARRIER, R.; GAYER, E.; FARIÁS, M.; AUDIN, L. & LAGANE, C. (2015). «Differences in ¹⁰Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes». *Quaternary Geochronology* 27, 33–51. ISSN 18711014. doi: [10.1016/j.quageo.2014.12.002](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.12.002).
- CARRETIER, S.; REGARD, V.; VASSALLO, R.; AGUILAR, G.; MARTINOD, J.; RIQUELME, R.; PEPIN, E.; CHARRIER, R.; HÉRAIL, G.; FARIÁS, M.; GUYOT, J. L.; VARGAS, G. & LAGANE, C. (2013). «Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile». *Geology* 41(2), 195–198. ISSN 00917613. doi: [10.1130/G33735.1](https://doi.org/10.1130/G33735.1).
- CARRETIER, S.; TOLORZA, V.; REGARD, V.; AGUILAR, G.; BERMÚDEZ, M.; MARTINOD, J.; GUYOT, J.-L.; HÉRAIL, G. & RIQUELME, R. (2018). «Review of erosion dynamics along the major N-S climatic gradient in Chile and perspectives». *Geomorphology* 300, 45–68. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2017.10.016](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.10.016).
- CARTER, W. D. & AGUIRRE, L. (1965). «Structural Geology of Aconcagua Province and Its Relationship to the Central Valley Graben, Chile». *Geological Society of America Bulletin* 76(6), 651–664. ISSN 0016-7606. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1965\)76\[651:SGOAPA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[651:SGOAPA]2.0.CO;2).
- CEMBRANO, J.; ZENTILLI, M.; GRIST, A. & YAÑEZ, G. (2003). «Nuevas edades de trazas de fisión para Chile central (30°-34°S): Implicancias en el Alzamiento y exhumación de los Andes desde el Cretácico». En: *X Congreso Geológico Chileno*, 5 pp. Concepción, Chile.
- CHARRIER, R.; BUSTAMANTE, M.; COMTE, D.; ELGUETA, S.; FLYNN, J. J.; ITURRA, N.; MUNOZ, N.; PARDO, M.; THIELE, R. & WYSS, A. R. (2005). «The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift». *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236(1-2), 43–77. ISSN 0077-7749.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. P. (2007). «Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile». En: *The Geology of Chile* (MORENO, T. & GIBBONS, W., eds.), Geological Society Special Publication. London, UK: The Geological Society 21–114. ISBN 9781862392199. doi: [10.1144/GOCH.3](https://doi.org/10.1144/GOCH.3).
- CORTÉS-ARANDA, J.; GONZÁLEZ, G.; RÉMY, D. & MARTINOD, J. (2015). «Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change». *Tectonophysics* 639, 118–131. ISSN 00401951. doi: [10.1016/j.tecto.2014.11.019](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.019).
- DECKART, K.; CLARK, A. H.; AGUILAR, A. C.; VARGAS, R. R.; BERTENS, N. A.; MORTENSEN, J. K. & FANNING, M. (2005). «Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Rio Blanco porphyry copper deposit, central Chile; implications of an integrated U-Pb and (super 40) Ar/ (super 39) Ar database». *Economic geology and the bulletin of the Society of Economic Geologists* 100(5), 905–934. ISSN 03610128. doi: [10.2113/100.5.0905](https://doi.org/10.2113/100.5.0905).
- DEDIÓS, P. (1967). «Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo». Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín N°16*. 65 pp. Santiago.

- DOMEYKO, I. (1903). *Jeología*. Santiago: Imprenta Cervantes, tomo quint ed., 457 pp.
- ESTAY, J. & PINTO, L. (2016). «Extracción de DEM de alta resolución mediante Geomatica®: aplicación al análisis neotectónico en el borde oriental de la depresión de Los Andes-San Felipe, Chile central (32°42'-32°52'S)». En: *I Simposio de Tectónica Sudamericana*. Santiago, Chile.
- ESTAY, J. & PINTO, L. (2018). «Control tectónico y climático del alzamiento de los Andes de Chile central (29°-35°S) durante el Cenozoico tardío: una aproximación a partir de geomorfología tectónica». En: *XV Congreso Geológico Chileno*, 1(GMPE-SG), 1 pp. Concepción, Chile.
- ESTAY, J.; PINTO, L. & SAAVEDRA, C. (2018). «Falla Camino del Inca: un registro de ruptura superficial en la Cordillera Principal, Chile central (~32°18'S)». En: *XV Congreso Geológico Chileno*, 1(SINT-3), 1 pp. Concepción, Chile.
- ESTAY, N. P.; YÁÑEZ, G.; CARRETIER, S.; LIRA, E. & MARINGUE, J. (2016). «Seismic hazard in low slip rate crustal faults, estimating the characteristic event and the most hazardous zone: study case San Ramón Fault, in southern Andes». *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16(12), 2511–2528. ISSN 1684-9981. doi: [10.5194/nhess-16-2511-2016](https://doi.org/10.5194/nhess-16-2511-2016).
- FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; CARRETIER, S.; MARTINOD, J.; FOCK, A.; CAMPBELL, D.; CÁCERES, J. & COMTE, D. (2008). «Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S)». *Tectonics* 27(1), TC1005. ISSN 02787407. doi: [10.1029/2006TC002046](https://doi.org/10.1029/2006TC002046).
- GANÁ, P. & WALL, R. (1997). «Evidencias geocronológicas 40Ar/39Ar y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33°30'S)». *Revista Geológica De Chile* 24(2), 145–163.
- GANÁ, P. & ZENTILLI, M. (2000). «Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central». En: *IX Congreso Geológico Chileno*, 2(3) 664–668. Puerto Varas, Chile.
- GODOY, E. (2015). «Las falla Pocuro y Ramón-Damas, estructuras secuenciales sin conexión espacial». En: *XIV Congreso Geológico Chileno*, 1(AT1) 3–6. La Serena, Chile.
- HAUSER, A. (1997). «Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Boletín N° 50*. 90 pp. Santiago, Chile.
- HAUSER, A. (1999). «Baños de Apoquindo: Caracterización, hidroquímica, modelo hidrotermal y alternativas de aprovechamiento». *Revista de Geografía Norte Grande* 26, 23–36. url: <https://repositorio.uc.cl/handle/11534/10415>.
- JARA, P. (2013). *Tectónica mezo-cenozoica en la Cordillera Principal de Chile central entre 32° y 33°S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico*. Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 249 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/115376>.
- JARA, P. & CHARRIER, R. (2014). «Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas». *Andean Geology* 41(1), 174–209. ISSN 0718-7106. doi: [10.5027/andgeoV41n1-a07](https://doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a07).
- KLOHN, C. (1960). «Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó.» Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín N° 8*. 95 pp. Santiago, Chile.
- LAVENU, A. & CEMBRANO, J. (1999). «Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile)». *Journal of Structural Geology* 21(12), 1669–1691. ISSN 01918141. doi: [10.1016/S0191-8141\(99\)00111-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00111-X).
- LOSSADA, A. C.; GIAMBIAGI, L.; HOKE, G. D.; FITZGERALD, P. G.; CREIXELL, C.; MURILLO, I.; MARDONEZ, D.; VELÁSQUEZ, R. & SURIANO, J. (2017). «Thermochronologic Evidence for Late Eocene Andean Mountain Building at 30°S». *Tectonics* 36(11), 2693–2713. ISSN 02787407. doi: [10.1002/2017TC004674](https://doi.org/10.1002/2017TC004674).
- MACHUCA, C. (2017). *Estratigrafía y estructuras de la Zona de Falla Pocuro entre los 32°30' y los 33°S*. Memoria de Título. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 108 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/150696>.
- MAKSAEV, V.; MUNIZAGA, F.; ZENTILLI, M. & CHARRIER, R. (2009). «Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33-35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization». *Andean Geology* 36(2), 153–171. ISSN 07187092. doi: [10.4067/S0718-71062009000200001](https://doi.org/10.4067/S0718-71062009000200001).
- MARTINOD, J.; REGARD, V.; RIQUELME, R.; AGUILAR, G.; GUILLAUME, B.; CARRETIER, S.; CORTÉS-ARANDA, J.; LEANNI, L. & HÉRAIL, G. (2016). «Pleistocene uplift, climate and morphological segmentation of the Northern Chile coasts (24°S–32°S): Insights from cosmogenic 10Be dating of paleoshorelines». *Geomorphology* 274, 78–91. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2016.09.010](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.010).
- MCINNIS, B.; EVANS, N.; FU, F.; GARWIN, S.; BELOUSOVA, E.; GRIFFIN, W. L.; BERTENS, A.; SUKARNA,

- D.; PERMANADEWI, S.; ANDREW, R. L. & DECKART, K. (2005). «Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian and Iranian porphyry Cu-Mo-Au deposits». En: *Super porphyry copper & gold deposits: a global perspective* (PORTER, T., ed.). Adelaide, Australia: Porter Geoconsultancy Publishing 27–42. ISBN 0-908039-71-9.
- MEDINA, J. (2018). *Caracterización de la Falla Cariño Botado (32°30'S) y su relación al West Andean Thrust System (WATS)*. Memoria de Título. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 63 pp.
- MOSCOSO, R.; PADILLA, H. & RIVANO, S. (1982). «Geología de la Hoja Los Andes, Región de Valparaíso». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: No. 52*. 66 pp. Santiago.
- MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; GAILLETON, B. & HURST, M. D. (2018). «How concave are river channels?». *Earth Surface Dynamics* 6(2), 505–523. ISSN 2196-632X. doi: [10.5194/esurf-6-505-2018](https://doi.org/10.5194/esurf-6-505-2018).
- OLIVARES, B.; VERBIST, K.; LOBO, D.; VARGAS, R. & SILVA, O. (2011). «Evaluation of the USLE model to estimate water erosion in an Alfisol». *Journal of soil science and plant nutrition* 11(2), 72–85. ISSN 0718-9516. doi: [10.4067/S0718-95162011000200007](https://doi.org/10.4067/S0718-95162011000200007).
- OWEN, J. J.; AMUNDSON, R.; DIETRICH, W. E.; NISHIZUMI, K.; SUTTER, B. & CHONG, G. (2011). «The sensitivity of hillslope bedrock erosion to precipitation». *Earth Surface Processes and Landforms* 36(1), 117–135. ISSN 01979337. doi: [10.1002/esp.2083](https://doi.org/10.1002/esp.2083).
- PADILLA, H. (1980). *Alteración y metamorfismo de bajo grado en el área Baños El Corazón - Estero San Francisco - Quebrada Las Vizcachas, provincia de Los Andes, región Valparaíso*. Taller de Título (Inédito). Santiago, Universidad de Chile. 70 pp.
- PADILLA, H. (1981). *Contribución a la geología y petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes chilenos entre las latitudes 32°45' y 33°00'S*. Memoria de Título (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 329 pp.
- PARADA, M. A.; FERAUD, G.; FUENTES, F.; AGUIRRE, L.; MORATA, D. & LARRONDO, P. (2005). «Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile». *Journal of the Geological Society* 162(2), 273–287. ISSN 0016-7649. doi: [10.1144/0016-764903-173](https://doi.org/10.1144/0016-764903-173).
- PEPIN, E.; CARRETIER, S.; GUYOT, J. L. & ESCOBAR, F. (2010). «Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation». *Hydrological Sciences Journal* 55(7), 1190–1205. ISSN 0262-6667. doi: [10.1080/02626667.2010.512868](https://doi.org/10.1080/02626667.2010.512868).
- PIQUER, J.; HOLLINGS, P.; RIVERA, O.; COOKE, D. R.; BAKER, M. & TESTA, F. (2017). «Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints». *Lithos* 268–271, 174–197. ISSN 00244937. doi: [10.1016/j.lithos.2016.10.025](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.025).
- RAULD, R. (2002). *Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul*. Memoria de Título (Inédito). Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 57 pp.
- RIVANO, S. (1996). «Geología de las Hojas Quillota y Portillo, Región de Valparaíso». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 73 (Informe Inédito)*. 232 pp. Santiago.
- RIVANO, S. & SEPÚLVEDA, P. (1986). «Hoja Illapel». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 69*. Santiago.
- RIVANO, S. & SEPÚLVEDA, P. (1991). «Hoja Illapel, Región de Coquimbo». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 69*. 132 pp. Santiago.
- RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; BORIC, R. & ESPÍNEIRA, D. (1993). «Hojas Quillota y Portillo». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 73*. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- RODRÍGUEZ, M. P.; CARRETIER, S.; CHARRIER, R.; SAILLARD, M.; REGARD, V.; HÉRAIL, G.; HALL, S.; FARBER, D. & AUDIN, L. (2013). «Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes». *Geomorphology* 180–181, 33–46. ISSN 0169555X. doi: [10.1016/j.geomorph.2012.09.003](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.09.003).
- RODRÍGUEZ, M. P.; CHARRIER, R.; BRICHAU, S.; CARRETIER, S.; FARÍAS, M.; PARSEVAL, P. & KETCHAM, R. A. (2018). «Latitudinal and Longitudinal Patterns of Exhumation in the Andes of North-Central Chile». *Tectonics* 37(9), 2863–2886. ISSN 0278-7407. doi: [10.1029/2018TC004997](https://doi.org/10.1029/2018TC004997).
- SAILLARD, M.; HALL, S.; AUDIN, L.; FARBER, D.; HÉRAIL, G.; MARTINOD, J.; REGARD, V.; FINKEL, R. & BONDOUX, F. (2009). «Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating». *Earth and Planetary Science Letters* 277(1–2), 50–63. ISSN 0012821X. doi: [10.1016/j.epsl.2008.09.039](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.039).
- SIBSON, R. H. (1977). «Fault rocks and fault mechanisms». *Journal of the Geological Society* 133(3), 191–213.

- ISSN 0016-7649. doi: [10.1144/gsjgs.133.3.0191](https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191).
- SKEWES, M. & HOLMGREN, C. (1993). «Solevantamiento andino, erosión y emplazamiento de brechas mineralizadas en el depósito de cobre porfídico Los Bronces, Chile central (33°S): aplicación de geotermometría de inclusiones fluidas.» *Revista Geológica de Chile* 20(1), 71–83.
- SPIKINGS, R.; DUNGAN, M.; FOEKEN, J.; CARTER, A.; PAGE, L. & STUART, F. (2008). «Tectonic response of the central Chilean margin (35–38 S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study». *Journal of the Geological Society* 165(5), 941–953. ISSN 0016-7649. doi: [10.1144/0016-76492007-115](https://doi.org/10.1144/0016-76492007-115).
- THIELE, R. (1980). «Geología de la Hoja Santiago, Región Metropolitana». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 39*. 51 pp. 1 mapa escala 1:250:000. Santiago.
- TRONCOSO, M. (2014). *Evidencia geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la depresión de Los Andes - San Felipe, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso*. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología. Santiago de Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 107 pp. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/132145>.
- VÁZQUEZ, M.; RAMÍREZ, S.; MORATA, D.; REICH, M.; BRAUN, J.-J. & CARRETIER, S. (2016). «Regolith production and chemical weathering of granitic rocks in central Chile». *Chemical Geology* 446(SI), 87–98. ISSN 00092541. doi: [10.1016/j.chemgeo.2016.09.023](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.09.023).
- WAITE, K. (2005). *Low-grade metamorphism and fission track analysis in the Main Cordillera of the Andes - Central Chile, 35° south*. Doctoral Thesis. Basel, Suiza, University of Basel. 137 pp. url: http://edoc.unibas.ch/diss/DissB_{_}7490.
- WALL, R.; SELLÉS, D. & GANA, P. (1999). «Area Tiltil-Santiago, Región Metropolitana (escala 1:100 000)». Servicio Nacional de Geología y Minería, *Mapas Geológicos: N° 11*. 46 pp. Santiago.
- WILSON, N.; ZENTILLI, M.; REYNOLDS, P. & BORIC, R. (2003). «Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado manto-type copper deposit, Chile: 40 Ar/ 39 Ar geochronology of K-feldspar». *Chemical Geology* 197(1-4), 161–176. ISSN 00092541. doi: [10.1016/S0009-2541\(02\)00350-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00350-9).