

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

VALORACIÓN DE LA TECTÓNICA Y LA EROSIÓN EN LA
CONFIGURACIÓN NEÓGENA DEL FRENTE DE MONTAÑA
ANDINO ENTRE LOS 28°30' Y LOS 29°15'S

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CINDY MARIELLA GUAITA GONZÁLEZ

PROFESOR GUÍA:

GERMÁN AGUILAR MARTORELL

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

MARCELO GARCÍA GODOY

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT 11121529

SANTIAGO DE CHILE

2015

VALORACIÓN DE LA TECTÓNICA Y LA EROSIÓN EN LA CONFIGURACIÓN NEÓGENA DEL FRENTE DE MONTAÑA ANDINO ENTRE LOS 28°30' Y LOS 29°15'S

El Frente de Montaña es el resultado de la interacción de procesos constructivos y destructivos del relieve. Considerando que la estimación de las tasas de erosión permite cuantificar los efectos de esta interacción y, con esto, reconocer la naturaleza de los procesos geomorfológicos operando a escalas de tiempo orogénicas, es que este trabajo presenta valores de tasas de erosión neógenas en el Frente de Montaña entre los 28°30' y los 29°15'S. La metodología seguida en este trabajo considera el reconocimiento de marcadores geomorfológicos, correspondientes a superficies de bajo relieve y frentes topográficos, a partir de los cuales se realiza una reconstrucción del relieve que permitirá calcular los volúmenes de roca erodados. Estos datos sumados a los antecedentes cronológicos disponibles en la zona de estudio permiten realizar el cálculo de las tasas de erosión.

Las características geomorfológicas y las relaciones espaciales de las geofomas identificadas indican que la zona de estudio se encuentra controlada por un proceso de pediplanización del relieve que se habría iniciado antes de los 18 Ma y que continúa hasta hoy. Perturbaciones en el nivel de base habrían restringido la pedimentación en períodos discretos generando escalones entre distintas superficies de pedimentación y en relación a la red de drenaje actual. La primera ocurriría en respuesta a la inversión de la Falla Agua de los Burros, hacia los 18 Ma, mientras que la segunda se relaciona con la apertura de la cuenca de la Depresión de Domeyko hacia el océano, después de los 9 Ma.

A pesar de estos cambios en el nivel de base, las tasas de erosión se han mantenido relativamente homogéneas en los últimos 20 Ma e, incluso, han disminuido en el tiempo. En una etapa temprana (18-9 Ma) se tienen tasas de erosión de de 24 m/Ma mientras que en una etapa tardía (últimos 7 Ma), se tiene un rango de 13-18 m/Ma. Estas tasas de erosión son concordantes con tasas de erosión calculadas en otras zonas andinas de similares características y las diferencias en magnitud están acordes a lo que plantean modelos evolutivos de pedimentos, conforme se avanza a un estado de equilibrio. Estos resultados sugieren que las variaciones de las tasas de erosión, así como las variaciones de agradación/incisión que se observan en el Frente de Montaña y el piedemonte se explican por la evolución del relieve ante procesos de pediplanización, no siendo necesario esgrimir la acción de tectónica o de cambios climáticos para explicarla.

*Dedicada a mi querida abuela, Mamá Lile.
A su radiante alegría, a su envolvente paz
y a su hermoso recuerdo.*

AGRADECIMIENTOS

Día a día convivimos con un sinfín de personas. Nuestras vidas dependen de personas que ni siquiera conocemos y ellas mismas actúan sin saber cuáles son los reales alcances de sus actos. Por lo mismo, si quisiera ser honesta con lo que he recibido, no podría simplemente agradecer a un grupo de personas. Por supuesto que hubo unas más involucradas que otras durante este proceso, como mi Profesor Guía –y su eterna paciencia- o como mi familia y amigos que, con atentas conversaciones e invaluable gestos, me demostraron su cariño y apoyo incondicional, pero es que ¡hay tanto por qué agradecer! Desde simples “casualidades” que cambian el rumbo de un día o de una decisión, pasando por tantas experiencias -unas llamadas “éxitos” y otras llamadas “errores”-, y siempre acompañada de personas maravillosas. Simplemente al salir de la casa, llegar a la u, conversar con un compañero, ir a terreno; en cada instancia debemos interactuar con otras personas, y que esa interacción haya sido tan valiosa y tan significativa como lo fue para mí, es el mejor regalo que podría haber recibido.

Durante este último tiempo he visto a familiares dejar este mundo, he visto a amigos abandonar el conformismo y partir en búsqueda de nuevas experiencias, me he maravillado con amigas que han dado a luz nuevas alegrías, he disfrutado de las cosas simples trascendentales, a la vez. He cometido errores y, ante ellos, me he tropezado -cuando menos lo esperaba- con la bondad de las personas. A menudo agradecemos cuando suceden cosas buenas, sin embargo, habría que comenzar a agradecer aquellas cosas no tan buenas, ya que son semillas de aprendizaje y verdaderas oportunidades de cambio.

Se dice que ser agradecidos nos hace personas más felices, así que, a todas las circunstancias que hicieron que hoy me encuentre en esta etapa, a toda la gente linda que me acompañó en este camino y a todas las oportunidades que vendrán, simplemente, muchas gracias.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA.....	1
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	3
1.3. OBJETIVOS.....	3
1.4. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	4
1.5. METODOLOGÍA.....	5
2. GENERALIDADES.....	6
2.1. MARCO TECTÓNICO.....	6
2.2. MARCO GEOMORFOLÓGICO.....	10
2.3. MARCO GEOLÓGICO.....	12
2.3.1. UNIDADES MESOZOICAS.....	12
2.3.2. UNIDADES CENOZOICAS.....	14
2.3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	15
2.4. MARCO CLIMÁTICO Y PALEOCLIMÁTICO.....	18
3. GEOMORFOLOGÍA.....	19
3.1. DOMINIO DE CANALES.....	20
3.1.1. FUNDAMENTO TEÓRICO.....	20
3.1.2. METODOLOGÍA.....	23
3.1.3. RESULTADOS.....	27
3.1.4. SÍNTESIS DOMINIO DE CANALES.....	37
3.2. DOMINIO DE INTERFLUVIOS.....	39
3.2.1. INTRODUCCIÓN.....	39

3.2.2. METODOLOGÍA	39
3.2.3. RESULTADOS	41
3.2.4. SÍNTESIS DOMINIO DE INTERFLUVIOS	50
4. RECONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE	51
4.1. RECONSTRUCCIÓN DE SUPERFICIES.....	52
4.2. VOLUMEN DE INCISIÓN.....	54
5. DISCUSIONES	55
5.1. CONFIGURACIÓN DEL FRENTE DE MONTAÑA.....	55
5.2. EDAD DE LAS SUPERFICIES DEL FRENTE DE MONTAÑA.....	58
5.3. TASAS DE EROSIÓN Y EVOLUCIÓN DEL FRENTE DE MONTAÑA	61
6. CONCLUSIONES.....	64
7. BIBLIOGRAFÍA	65

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Síntesis de los parámetros morfológicos obtenidos del análisis de canales. La primera columna indica el rasgo fisiográfico al que corresponde el segmento del thalweg que define el índice de concavidad.	39
Tabla 2: Síntesis de los parámetros geomorfológicos que caracterizan a las superficies de bajo relieve reconocidas en la zona de estudio.....	43
Tabla 3: Resultados del cálculo de tasas de erosión en el Frente de Montaña. La incisión vertical media corresponde al volumen erodado normalizado por el área de la cuenca, en metros. ^(1,2) : Tasas de erosión obtenidas por Aguilar et al. (2011) y Riquelme et al. (2008), respectivamente.....	62

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación de la zona de estudio. Se destacan los principales centros urbanos que se encuentran en dicha zona además de la Ruta 5-Norte.....	4
Figura 2: Unidades morfoestructurales de los Andes Centrales (15-34°S). Las líneas negras segmentadas indican las iso-curvas de profundidad de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana a 100, 150 y 200 km (Cahill and Isacks, 1992). Las línea blanca segmentada indica el eje de simetría del Oroclino de Vallenar (Arriagada et al., 2009). CC: Cordillera de la Costa; CD: Depresión Central; DR: Cordillera de Domeyko; SD: Depresión Subandina; AP: Altiplano-Puna (incluye las cordilleras Oriental y Occidental), SB: Cordillera Subandina; SS: Sistema Santa Bárbara; FC: Cordillera Frontal, Pc: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas; PC: Cordillera Principal. Extraído de Rodríguez et al. (2014).....	9
Figura 3: Mapa de elevación del área de estudio en el que se indican las diferentes unidades morfoestructurales presentes, delimitadas con líneas segmentadas negras. La línea segmentada gris representa los límites de la Cuenca de la Quebrada Chañaral.	11

Figura 4: Mapa geológico regional 1:1.000.000 simplificado y acotado a la zona de estudio. Se destaca la orientación NNE-SSW, tanto de las estructuras, las rocas estratificadas y de las rocas plutónicas, además de un rejuvenecimiento hacia el este de estas últimas. ZCA: Zona de Cizalle Algarrobo; FLC: Falla Las Cañas; FAB: Falla Agua de los Burros. Modificado de SERNAGEOMIN (2003).17

Figura 5: Perfiles longitudinales y diferentes tipos de perturbaciones asociadas a condiciones lito-estructurales. Extraído de Selby, 1985.21

Figura 6: Ejemplos de interpretación de datos pendiente-área drenada. A_{cr} indica el área crítica de transición de procesos de laderas a procesos fluviales. Modificado de Duvall et al., 2004. 22

Figura 7: A. Ráster área drenada por pixel generado en River Tools, B. Jerarquización de Strahler, generada en River Tools, C. Red de drenaje de los principales canales que conforman la Cuenca Chañaral, D. Canales seleccionados para el estudio.....24

Figura 9: Perfiles de *thalweg*. En (a) se grafican los datos directamente obtenidos de ENVI, y en (b) se grafican los datos luego de realizadas las correcciones descritas en el texto.26

Figura 10: Gráficos de área drenada. En (a) se grafican los datos obtenidos directamente desde ENVI y en (b) se grafican los datos luego de realizar las correcciones de datos descrita en el texto.....26

Figura 11: Mapa Geológico de la Cuenca Chañaral en donde se representan los canales seleccionados para el estudio junto a los knickpoints identificados. Los knickpoints originados por confluencia de tributarios al canal principal no fueron incorporados. Modificado de SERNAGEOMIN (2003). Ver leyenda en Mapa Geológico (p. 16)..... 27

Figura 12: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de *thalweg* (abajo) del Canal Principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el *thalweg* (ver leyenda en Mapa Geológico, p.16).....29

Figura 13: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de *thalweg* (abajo) del Tributario 1 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas

ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.16).30

Figura 14: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 2 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en mapa geológico, p.16).31

Figura 15: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 3 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.16). 32

Figura 16: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 4 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.16). 33

Figura 17: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 5 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.16).34

Figura 18: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 6 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.16). 35

Figura 19: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 7 y del canal principal. La línea negra corresponde a una regresión lineal cuya ecuación de la recta se indica en forma adyacente a la misma. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.16). 36

Figura 20: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 8 y del canal principal. La línea negra corresponde a una regresión lineal cuya

ecuación de la recta se indica en forma adyacente a la misma. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.16).....	37
Figura 21: Mapa de las superficies de bajo relieve y frentes topográficos reconocidos en el área de estudio, dispuestos sobre un relieve sombreado.	42
Figura 22: Imagen satelital donde se indica la distribución de la Superficie Morritos Negros (SMN), la Superficie El Morado (SM), la Superficie Pajonales (SP), y el Frente Topográfico 1 (FT1). Imagen extraída desde Google Earth (2014) con exageración vertical de 2x. Ubicación de la imagen en Figura 21.	43
Figura 23: Imagen satelital donde se indica la distribución de las superficies Cachiyuyo (SC), Lagunitas (SL) y Algarrobillito (SA). Imagen extraída desde Google Earth (2014). Ubicación de la imagen en Figura 21.	45
Figura 24: Imagen satelital donde se indica la distribución de la Superficie Corredores (SC), la Superficie La Silla (SLS) y el Frente Topográfico 2 (FT2), a lo largo de la zona de estudio. Imagen extraída desde Google Earth (2014). Ubicación de la imagen en Figura 21.....	47
Figura 25: a. Vista panorámica hacia el oeste, en donde se observa la disposición de la Superficie Corredores, b. Detalle de la disposición de la Superficie Corredores.	48
Figura 26: a. Vista al oeste. Se observa la Depresión de Domeyko limitada al oeste por la Cordillera de la Costa y limitada al este por el Frente de Montaña, b. Vista hacia el este. Se observa la Superficie Corredores (SC), desarrollada en suaves llanos, y la Superficie La Silla (SLS), desarrollada en las altas cumbres de la Cordillera Frontal.....	49
Figura 27: Se reconoce la Superficie La Silla (SLS), desarrollada sobre intrusivos paleocenos; y la Superficie Corredores (SC), desarrollada en las rocas volcánicas cretácicas de la Formación Cerrillos.....	50
Figura 28: Perfil esquemático donde se indican los principales rasgos geomorfológicos reconocidos en la zona de estudio que incluyen superficies de bajo relieve y frentes topográficos. También se señalan las zonas de influencia del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y de la Falla Agua de los Burros (FAB).	51

Figura 29: (a) Superficies de bajo relieve utilizadas para obtener la superficie envolvente La Silla-Pajonales.(b) Paleo-MNE obtenido por la interpolación de las superficies La Silla y Pajonales. 53

Figura 30: (a) Superficies de bajo relieve utilizadas para obtener la superficie envolvente Corredores-Lagunitas.(b) Paleo-MNE obtenido por la interpolación de las superficies Corredores y Lagunitas. 53

Figura 31: Modelos numéricos de incisión (MNI) de las superficies envolventes La Silla-Pajonales (a) y Corredores-Lagunitas (b) restringidos a las cuencas del Frente de Montaña... 55

Figura 32: Perfil longitudinal en donde se comparan las tasas de erosión de las distintas segmentaciones del relieve, en el flanco occidental del Reveille Range, Nevada, E.E.U.U. Modificado de Dohrenwend y Parsons (2009). 63

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA

Los Andes Semiáridos es un segmento de los Andes Centrales, ubicado entre los 27 y los 32° S, que recibe su nombre por ubicarse en la transición desde un clima árido a hiper-árido, al norte de los 27°, a un clima mediterráneo al sur de los 32°S. Los Andes Semiáridos está compuesto por dos unidades fisiográficas principales de dirección norte sur: la Cordillera de la Costa, al Oeste; y la Cordillera Frontal, al Este.

La conjunción entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal constituye un Frente de Montaña (Aguilar et al., 2011; Pinochet, 2013) que es el resultado de la interacción de procesos constructivos y destructivos del relieve, es decir, de procesos tectónicos y climáticos. En este contexto, para comprender y estimar los efectos de esta interacción en la evolución del relieve, se debe cuantificar las tasas de erosión y correlacionarlas con eventos tectónicos y climáticos ocurridos durante el Cenozoico (e.g. Lavé y Avouac, 2001). La estimación de las tasas de erosión a largo plazo y la identificación de los factores que las controlan, permite identificar la naturaleza de los procesos geomorfológicos que operan a escalas de tiempo orogénicas (Rahl, 2007).

Es en las cuencas hidrográficas del Frente de Montaña de los Andes Semiáridos en donde coexisten valles incididos y superficies subplanares de bajo relieve con características distintivas de pediplanicies. Estos elementos geomorfológicos están localizadas en las zonas topográficamente altas de las cuencas, es decir, en los interfluvios que separan los valles (Urresty, 2009; Aguilar et al., 2013; Pinochet, 2013; Rodríguez et al., 2014).

Las peniplanicies, o pediplanos, corresponden a extensas superficies erosivas de bajo relieve que se desarrollan a partir de la coalescencia de pedimentos (Cooke, 1993) y, de acuerdo a Strudley (2006), estas morfologías no dependerían del tipo de litología. En términos generales, es posible agruparlas en dos clasificaciones. La primera de ellas estaría asociada a un sustrato rocoso, localizadas predominantemente en la zona montañosa, y la segunda de ellas, asociada a la presencia de una superficie aluvial de escaso espesor

localizada en el piedemonte. En cuanto a su génesis, estas superficies se forman en períodos durante los cuales la incisión es escasa, por lo que su formación está restringida a la presencia de un nivel de base que se mantiene relativamente cercano durante la formación de estas superficies. Este nivel de base puede corresponder al nivel medio del mar o a alguna cuenca continental, y se asocia a las fases terminales o seniles del Ciclo de Davis, en donde el relieve es escaso y las altitudes máximas están próximas a la del nivel de base, siendo así la meteorización y erosión lateral los principales procesos asociados a su formación (Strudley y Murray, 2007).

La cuantificación de tasas de erosión en base al cálculo de volúmenes incididos en marcadores geomorfológicos como superficies de pediplanos y paleo-valles, ha sido un método utilizado con éxito en la estimación de tasas de erosión a escala de millones de años. En los Andes Semiáridos se han realizado estudios cuantitativos de tasas de erosión a escalas orogénicas en la Alta Cordillera Frontal, a la latitud del Valle del Huasco (Aguilar et al., 2011) y más al norte, en la Precordillera y Cordillera de Domeyko (Riquelme et al., 2008), sin embargo, no se cuenta con antecedentes de cuantificación en el Frente de Montaña a la latitud del Valle del Huasco.

Si bien, tasas de erosión asociadas a procesos de pediplanización han sido calculadas en estas latitudes por otros autores (Aguilar et al., 2011), la zona de estudio presenta particulares ventajas ya que los límites espaciales y temporales de la degradación del relieve son ampliamente reconocibles, lo que permite el cálculo de las tasas de erosión lateral y vertical, asociadas a procesos de retroceso de escarpes y de pedimentación, respectivamente. De este modo, este trabajo se propone estudiar las pediplanicies ubicadas en los interfluvios de la Cuenca Chañaral y las cuencas aledañas, al norte y sur, cuyas cabeceras se sitúan en el Frente de Montaña, además de su distribución en relación al nivel de base actual y a los fondos de valle. El objetivo es contribuir a la comprensión de la naturaleza y evolución del paisaje en esa latitud, constriñendo las magnitudes de las tasas de erosión y los tiempos de pediplanización e incisión.

1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO

El Frente de Montaña se compone de distintos frentes topográficos, en forma de escarpes sinuosos, que separan relictos de pediplanicies encajonadas, unas respecto a las otras. Bajo este contexto se espera demostrar que la configuración del relieve observada hoy en el Frente de Montaña, entre los 28°30' y los 29°15'S, es el resultado de un proceso de pediplanización actuando sobre un relieve deformado tectónicamente durante el Oligoceno, en el llamado Relieve Incaico. Estos procesos involucran la remoción de enormes masas de rocas por lo cual es importante determinar las tasas de erosión involucradas en la evolución del Frente de Montaña. Estas tasas de erosión estarían en el orden de aquellas calculadas por otros autores en zonas áridas de Los Andes, en donde los procesos de pediplanización son predominantes (e.g. Riquelme et al., 2008; Aguilar et al., 2011).

1.3. OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Contribuir a la comprensión de la naturaleza y evolución del Frente de Montaña Andino, entre los 28°30' y los 29°15', constriñendo las tasas de erosión y la edad de formación de las pediplanicies y valles.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Reconocer marcadores geomorfológicos que indiquen distintas etapas en la evolución de la cuenca e identificar procesos que induzcan cambios bruscos en el patrón de drenaje.
- Comprender la influencia litológica en la formación y preservación de los rasgos geomorfológicos observados.
- Estudiar la geometría de los distintos rasgos geomorfológicos y los procesos asociados a su formación.
- Establecer las relaciones espaciales y temporales entre las distintas unidades geomorfológicas.

- Establecer la relación entre procesos tectónicos, climáticos y erosivos en la evolución geomorfológica del Frente de Montaña.

1.4. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se ubica en el límite sur de la Región de Atacama, en la zona comprendida entre el extremo oriental de la Cordillera de la Costa y el Frente de Montaña de la Cordillera Frontal, entre los 28°40' y 29°15'S, y desde los 70°30'W hasta los 71°15' (Figura 1).

El acceso se logra a través de la Carretera Panamericana (Ruta 5-Norte) y el camino de Vallenar-Huasco-El Tránsito. Los principales centros urbanos corresponden a Domeyko y Cachiyuyo, desde donde se desprenden numerosos caminos y huellas, fundamentalmente motivados por exploración y explotación minera, que permiten recorrer la zona en gran parte de su extensión. También se cuenta con caminos asociados a los centros astronómicos con los que cuenta la zona.



Figura 1: Ubicación de la zona de estudio. Se destacan los principales centros urbanos que se encuentran en dicha zona además de la Ruta 5-Norte.

1.5. METODOLOGÍA

En esta sección se describirá la metodología seguida en el desarrollo de este trabajo en términos generales. La descripción detallada de los métodos y herramientas utilizadas en cada etapa será presentada al inicio de cada sección correspondiente.

- Revisión bibliográfica de trabajos realizados, tanto en la zona de estudio como a nivel regional, para comprender el contexto geológico, geotectónico, climático y geomorfológico que condicionan la evolución del Frente de Montaña.
- Realización de una campaña de terreno con el objetivo de reconocer las geoformas de interés y apoyar, con fotografías y observaciones en terreno, las interpretaciones realizadas -previa y posteriormente- en forma remota, mediante el uso de imágenes satelitales.
- Confección de un mapa de superficies de bajo relieve de escala 1:100.000, mediante el software ArcGIS 10.1, en el que se integra información litológica y estructural, obtenida de la Carta Geológica de la zona e información topográfica, a través del manejo de un Modelo Numérico de Elevación (MNE), con resolución de 90 m por pixel, en el software ENVI 4.8.
- Análisis morfométrico de las cuencas de drenaje en base a un modelo numérico de elevación (MNE) con resolución de 90 m por pixel, en términos referidos al estudio de los principales tributarios de las cuencas. Este estudio se apoyó en el uso del sistema de información geográfica *Terrain Analysis System (TAS-GIS)* y los programas *River Tools 3.0* y ENVI 4.8.
- Elaboración de un modelo de reconstrucción paleo-geográfica mediante el uso de los programas ArcGIS 10.1 y ENVI 4.8, a partir del MNE y del mapeo de las superficies de bajo relieve reconocidas.
- Cálculo de tasas de erosión, a partir de la reconstrucción paleo-geográfica y de los antecedentes cronológicos disponibles.

2. GENERALIDADES

2.1. MARCO TECTÓNICO

La Cordillera de los Andes constituye un rasgo morfológico mayor que se extiende de manera continua por más de 7.000 km a lo largo del margen occidental de América del Sur, producto de la subducción de las placas de Nazca, Pacífico y Antártica bajo la Placa Sudamericana, conformando un margen continental activo. A lo largo de este margen se observan variaciones latitudinales en la geometría de la subducción que determinan diferencias en la deformación de la placa continental, las morfologías asociadas y la actividad magmática. Estas diferencias permiten que la Cordillera de los Andes pueda ser subdividida en segmentos que tienen una evolución geodinámica particular (Jordan et al., 1983). El ángulo de subducción de la Placa de Nazca, entre los 27° y los 33°S, alcanza valores cercanos a los 10° (Barazangui e Isacks, 1976), definiendo, así, el segmento de subducción plana de Chile Central o segmento de subducción plana Pampeano, según Ramos et al. (2002).

El segmento de subducción plana Pampeano (Figura 2) es una zona sin volcanismo activo que no desarrolla una Depresión Central ni valles longitudinales, y corresponde a una zona de valles transversales. Adicionalmente, este segmento de los Andes presenta variaciones en las orientaciones generales de los sistemas estructurales, pasando de una orientación N-S, al sur de los 29°, a una orientación NE-SW, al norte de esa latitud. Estas variaciones se presentan acompañadas por la rotación de 18° en sentido horario de vectores paleo-magnéticos de rocas ígneas del Cretácico Superior-Paleoceno, al sur de los 29°S; y de 39° al norte, dando lugar al Oroclino de Vallenar (Figura 2) (Arriagada et al., 2009).

La génesis de la configuración morfoestructural y fisiográfica de la zona de estudio se puede explicar en base al Ciclo Orogénico Andino, especialmente, a partir de su Tercera Etapa que se extiende desde el Paleógeno Tardío hasta la actualidad (Charrier

et al., 2007). La Tercera Etapa del Ciclo Andino tiene su origen luego de un evento tectónico compresivo ocurrido durante el Eoceno medio-tardío, que desarrolla acortamiento y desplazamientos longitudinales que provocan una inversión tectónica generalizada en el intra-arco y en las cuencas extensionales desarrolladas en el Paleógeno. Esta inversión causó el alzamiento de bloques de basamento paleozoico, de orientación NNE-SSW en el antepaís, resultando en un considerable engrosamiento cortical. Este episodio de deformación es conocido como fase de deformación Incaica principal o fase Incaica II, en donde la subducción se vuelve menos oblicua y aumentan las tasas de convergencia (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987, Somoza, 1998; Reutter, 2001).

La paleogeografía regional posterior a la fase Incaica está dominada por el Relieve Incaico o proto-relieve de Domeyko, un rasgo topográfico positivo formado por la inversión y consecuente alzamiento del arco y la cuenca de intra-arco asociada, y por la migración hacia el este del sistema arco/intra-arco, al lado este del Relieve Incaico (Charrier et al., 2007). El comienzo de la Tercera Etapa de la evolución Andina coincide con el fin del incremento de la tasa de convergencia entre las placas Farallón y Sudamericana, dando lugar a una cuenca extensional sobre una corteza continental delgada. El Relieve Incaico fue profundamente denudado durante el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano, desarrollando procesos de pedimentación en ambos flancos (Charrier et al., 2007). En el norte de Chile, la agradación en el ante-arco de los depósitos asociados a la denudación estaría ligada a factores tectónicos y climáticos. Por un lado, la actividad miocena de algunos segmentos del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) alzó la parte occidental de la Cordillera de la Costa, cerrando las cuencas sedimentarias al este (Riquelme et al., 2003-2007) y, por otro, el clima árido característico del Mioceno limitó el transporte y, con ello, favoreció la depositación y preservación de los sedimentos (Nalpas et al., 2008). Ambos factores incidieron en la agradación de sedimentos gruesos que comenzaron a cubrir el flanco oeste del Relieve Incaico, dando lugar a depósitos como las Gravas de Atacama (Charrier et al., 2009). La deposición en el flanco oeste del Relieve Incaico se prolongó hasta el inicio de la incisión

de los depósitos de gravas, favorecido por la disponibilidad de agua y la inclinación del antearco, causada por el empuje hacia el este en el antepaís.

Una tectónica esencialmente compresiva en el Mioceno temprano causó el alzamiento regional tanto en el Relieve Incaico remanente como en el sistema arco/intra-arco. El empuje dentro de la Cordillera Frontal configuró una estructura regional de "*pop up*". Hacia el Mioceno medio, la nueva configuración de los ríos promovió la incisión de los depósitos de grava que se habían depositado en lo que en ese momento es el flanco oeste de la Cordillera Frontal. Finalmente, un pulso de alzamiento particularmente rápido del Relieve Incaico ha sido continuo desde los 10 Ma, determinando el desplazamiento progresivo del arco hacia el este, el cese del volcanismo y la ausencia de una depresión intermedia (Pardo et al., 2002). El proceso formador de la topografía actual se habría iniciado durante el Mioceno superior, con la incisión de los ríos provenientes de la cordillera (Charrier et al., 2009), originando los valles actuales que atraviesan el antearco (Aguilar et al., 2011-2013).

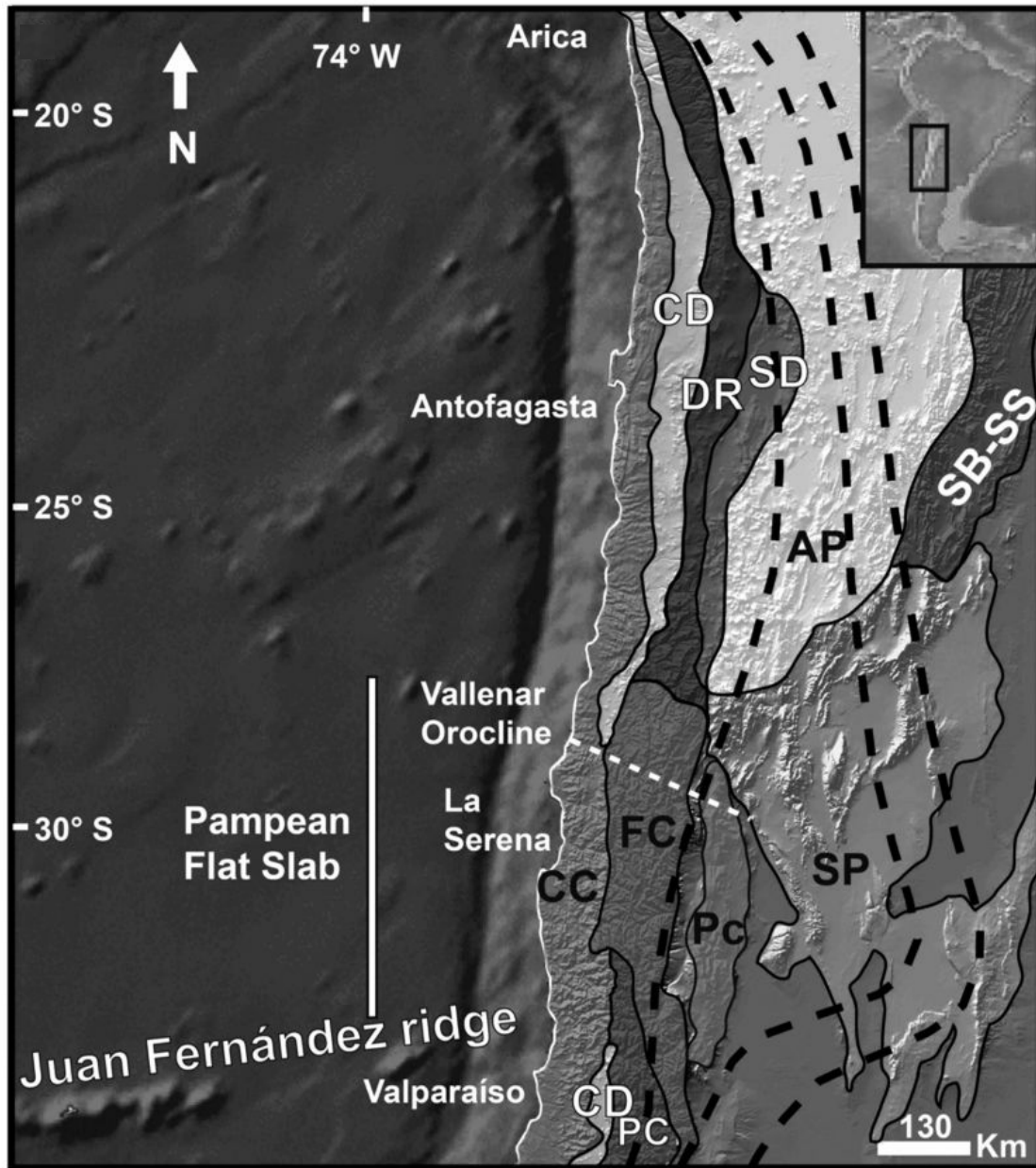


Figura 2: Unidades morfoestructurales de los Andes Centrales (15-34°S). Las líneas negras segmentadas indican las iso-curvas de profundidad de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana a 100, 150 y 200 km (Cahill and Isacks, 1992). La línea blanca segmentada indica el eje de simetría del Oroclino de Vallenar (Arriagada et al., 2009). CC: Cordillera de la Costa; CD: Depresión Central; DR: Cordillera de Domeyko; SD: Depresión Subandina; AP: Altiplano-Puna (incluye las cordilleras Oriental y Occidental), SB: Cordillera Subandina; SS: Sistema Santa Bárbara; FC: Cordillera Frontal, Pc: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas; PC: Cordillera Principal. Extraído de Rodríguez et al. (2014).

2.2. MARCO GEOMORFOLÓGICO

En la zona de estudio se reconocen dos unidades morfoestructurales mayores dispuestas en franjas alargadas en dirección N-S a N-NE: la Cordillera de la Costa, al oeste; y la Cordillera Frontal, al este (Figura 3). La Cordillera de la Costa es un conjunto de cordones montañosos de baja a moderada altitud (entre 500 y 1.700 m s.n.m.) y de orientación general N-S. La Cordillera Frontal corresponde al núcleo del orógeno andino a esa latitud, que se desarrolla en ambos lados de la frontera entre Chile y Argentina, alcanzando altitudes de hasta 5.800 m s.n.m. Algunos valles transversales cruzan estas dos unidades como los valles de los ríos Copiapó, Vallenar, Elqui, Limarí y Choapa; mientras que otros sólo se desarrollan en la Cordillera de la Costa, como los valles de los ríos Chañaral y Los Choros.

Entre estas dos grandes unidades morfoestructurales es posible distinguir dos unidades fisiográficas menores: el Frente de Montaña, al este; y la Depresión de Domeyko, al oeste (Figura 3). El Frente de Montaña representa la transición entre la Cordillera Frontal y la Cordillera de la Costa que se desarrolla en una franja sinuosa de 30 km de ancho, marcando un salto en las alturas de unos 2.000 m (Salazar, 2012). La sinuosidad de esta unidad está condicionada por la erosión diferencial de los frentes topográficos originales (Aguilar et al., 2013). La Depresión de Domeyko, ubicada entre la Cordillera de la Costa y el Frente de Montaña, alcanza un ancho máximo de 25 km y un largo en el orden de los 100 km, con una inclinación global hacia el oeste y alturas que varían entre los 900 y los 1.300 m s.n.m. Los relieves positivos que la limitan hacia el norte y sur corresponden a intrusivos de la Franja Central que afloran en forma de cerros isla y forman cordones degradados. La Depresión de Domeyko, constituida por superficies subplanares y de bajo relieve labradas en sedimentos aluvionales, volcánicos y volcanoclásticos que se disponen como una carpeta sobre el sustrato rocoso estratificado (Garrido, 2009), representa el depocentro de la erosión desarrollada en el Frente de Montaña.

La principal red de drenaje del área de estudio corresponde a la cuenca hidrográfica de la Quebrada Chañaral. Esta cuenca presenta, mayoritariamente, un patrón dendrítico que se ve interrumpido por un patrón de drenaje paralelo que se desarrolla sobre la Depresión de Domeyko, abarcando una superficie aproximada de 2.500 km^2 . Esta quebrada actúa como exutorio de los drenajes que nacen en el Frente de Montaña y desemboca en la bahía ubicada al sur de la localidad de Chañaral de Aceituno.

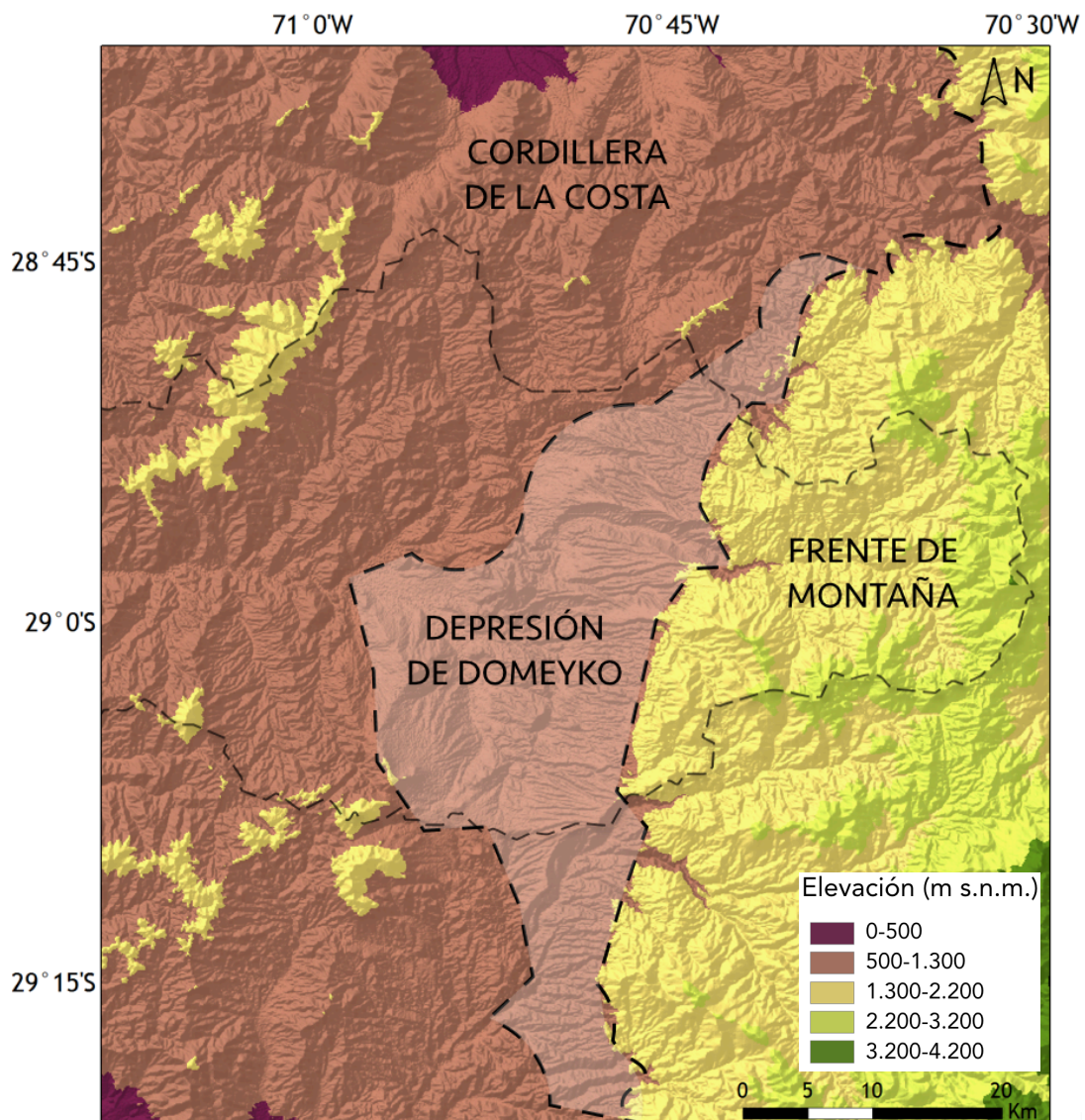


Figura 3: Mapa de elevación del área de estudio en el que se indican las diferentes unidades morfoestructurales y fisiográficas presentes, delimitadas con líneas segmentadas negras. La línea segmentada gris representa los límites de la Cuenca de la Quebrada Chañaral.

2.3. MARCO GEOLÓGICO

La Cordillera de la Costa, en su sector oriental, corresponde a unidades volcano-sedimentarias jurásicas y cretácicas con deformación de faja plegada y corrida de piel fina, que definen pliegues suaves y de longitud de onda kilométrica limitados por fallas de alto ángulo (Moscoso y Mpodozis, 1988). Estas unidades se encuentran intruídas por extensos plutones del Cretácico Superior (Arévalo et al., 2009).

La Cordillera Frontal consiste en rocas graníticas parcialmente cubiertas por sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas con pilares de basamento en compresión, limitados por fallas inversas de alto ángulo que definen una deformación de faja plegada y corrida de piel gruesa (Salazar, 2012). Los pilares de basamento corresponden a una serie de bloques compuestos de rocas paleozoicas y limitados por fallas de alto ángulo que los conectan a secuencias estratificadas mesozoicas con deformación de piel gruesa. Las fallas de alto ángulo corresponderían a la reactivación inversa de fallas normales que habrían actuado como borde de cuenca (Salazar, 2012).

El flanco oeste del Relieve Incaico en la zona de estudio está separado de la Cordillera de la Costa por una estrecha depresión, referida como Depresión de Domeyko. Esta depresión está cubierta, en parte, por las Gravas de Domeyko que se relacionan morfo-estratigráficamente con las Gravas de Atacama, definidas más al norte.

2.3.1. UNIDADES MESOZOICAS

Se distribuyen en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, la Depresión de Domeyko y el flanco occidental de la Cordillera Frontal, y corresponden a la Formación Punta del Cobre, al Grupo Bandurrias, al Grupo Chañarcillo y a la Formación Cerrillos. Estas unidades constituyen franjas NS-NNE y sus edades están comprendidas entre el Jurásico Superior y el Cretácico Superior (Figura 4).

La Formación Punta del Cobre (Sergerstrom y Ruiz, 1962) corresponde a una sucesión volcano-sedimentaria que, de acuerdo a la fauna fósil hallada en calizas de la

sección superior junto a correlaciones estratigráficas, se le asigna un amplio rango de edad Jurásico Superior-Hauteriviano superior. Subyace, en concordancia, al Grupo Chañarcillo (Biese, 1942), unidad marina compuesta por una sucesión de calizas fosilíferas, calcarenitas y niveles margosos con intercalaciones volcánicas que, de acuerdo a su contenido fósil, se le ha asignado una edad cretácica inferior (Hauteriviano-Barremiano) (Moscoso et al., 1982). Posee una relación de engrane lateral hacia el oeste con el Grupo Bandurrias (Moscoso et al., 1982), unidad volcánica y volcanoclástica con intercalaciones sedimentarias detríticas y marinas que alcanza los 3.000 m de espesor. Estas dos unidades, dispuestas en franjas alargadas de orientación NS, corresponden a los depósitos orientales del arco volcánico que engranan hacia el este con los depósitos marinos de una cuenca de trasarco, desarrollada bajo un régimen extensional durante el Jurásico y el Cretácico Inferior (Ramos y Mpodozis, 1989).

La Formación Cerrillos se distribuye como una franja elongada a lo largo de la Cordillera Frontal, entre los 27°00' y los 29°30' S. Posee una sección basal fundamentalmente sedimentaria clástica a tobácea con algunas intercalaciones calcáreas, y una sección superior de carácter volcánico. Sobreyace, en discordancia, a las unidades del Cretácico Inferior y se encuentra intruida por el complejos plutónicos del Cretácico Superior y del Paleoceno (Arévalo et al., 2009), de donde se establece un rango Albiano-Campaniano para su formación (Arévalo et al., 2009). Los estratos de la Formación Cerrillos han sido atribuidos al relleno de una cuenca asociada a la fase extensional del Cretácico Inferior alto, descrita por Mpodozis y Allmendiger (1993) y Arévalo (2005a).

Las unidades intrusivas pertenecen a la Franja Central (Moscoso et al., 1982), conformada por extensos plutones alargados en dirección NS a NNE que varían, composicionalmente, desde granitos a gabros, y que constituyen parte importante de la Cordillera de la Costa. La mayor parte de los intrusivos de esta franja son de edad cretácica superior, sin perjuicio de que coexistan plutones más antiguos y más jóvenes.

2.3.2. UNIDADES CENOZOICAS

Las unidades cenozoicas se caracterizan por una ausencia de unidades paleógenas y por la presencia de unidades neógenas de carácter sedimentario clástico que comprenden depósitos fluvio-aluviales y coluviales (Figura 4).

En la parte central de la zona de estudio, dentro del dominio de la Depresión de Domeyko, se presenta una serie de depósitos aterrizados de gravas y arenas correspondientes a las Gravas de Domeyko (Arévalo et al., 2009). Su sustrato lo constituyen rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas del Grupo Chañarcillo y la Formación Cerrillos, y su techo constituye una superficie de pedimentación con suave inclinación al oeste (Arévalo et al., 2009). No existen antecedentes cronoestratigráficos ni geocronológicos que permitan asignar una edad, sin embargo, el pedimento que definen estos depósitos es correlacionable con la superficie de pedimentación regional desarrollada sobre las Gravas de Atacama, de edad miocena media (Arévalo et al., 2009; Urresty, 2009; Garrido, 2009). Las Gravas de Domeyko representan una sedimentación fluvio-aluvial confinada a una paleo-depresión en donde la anómala concentración de los depósitos finos indica que la depositación se confinó a una cuenca cerrada que favoreció la acumulación y la no percolación de la componente acuosa que transportó los flujos sedimentarios (Arévalo et al., 2009).

Con una amplia distribución en las partes centro y norte de la zona de estudio, se encuentra un conjunto de gravas, ripios y arenas correspondientes a los Depósitos Aluviales y Coluviales Antiguos (Arévalo et al., 2009). Constituyen depósitos que evidencian poco transporte, asociados a conos aluviales y playas aluviales adosados en zonas topográficamente altas, conservando sus morfologías primarias características (formas cónicas). Cubren las Gravas de Atacama y las Gravas de Domeyko y son cubiertos, a su vez, por depósitos aluviales pleisto-holocenos. Sus relaciones estratigráficas permiten atribuir una edad miocena superior-pliocena. Estas gravas se habrían formado como producto de procesos aluviales a coluviales restringidos a zonas

altas, cercanas a la fuente de los materiales detríticos que forman los depósitos (Arévalo et al., 2009).

Las unidades intrusivas están representadas por la Franja Oriental, conjunto de plutones de composición fundamentalmente granítica y granodiorítica, que se disponen a lo largo de la Cordillera Frontal. En la zona de estudio intruyen a la Formación Cerrillos (Cretácico Superior), dando lugar a pequeñas aureolas de metamorfismo de contacto, y se encuentran tapados por gravas, lo que permite atribuir una edad post cretácica superior y pre-miocena.

2.3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

SISTEMA DE FALLAS DE ATACAMA

El rasgo estructural más antiguo de la zona de estudio corresponde a un sistema estructural mayor, de orientación NNE-SSW, que falla y deforma secuencias estratificadas y rocas plutónicas mesozoicas y que forma parte del segmento Paposo-Romeral del Sistema de Fallas de Atacama (Charrier et al., 2007), y corresponde a la Zona de Cizalle Algarrobo (ZCA) (Arévalo et al., 2003) (Figura 4).

La ZCA corresponde a una franja de milonitas subverticales, de bajo grado metamórfico, que coincide con el contacto entre la Formación Punta del Cobre y un complejo plutónico de la Franja Central (ca. 123 Ma). Contiene rocas miloníticas con evidencias de desplazamiento sinistral y una matriz de epidota, clorita, actinolita, biotita y anfíbola, que indica una facies de esquistos verdes (Arévalo et al., 2003). Dataciones Ar/Ar de 124-122 obtenidas en el Complejo Plutónico La Higuera (Franja Central) que constituiría el protolito de las milonitas más orientales, restringiría la edad máxima para la deformación transpresional absorbida por la ZCA (Arévalo et al., 2009).

FALLA AGUA DE LOS BURROS

Dentro del dominio del Frente de Montaña se presenta una falla subvertical, de orientación NNE-SSW, que separa las rocas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el oeste, de las rocas del Cretácico Superior, en el este (Figura 4). La traza de esta falla se

encuentra cubierta por las Gravas de Atacama, a las que se les atribuye una edad miocena. Las unidades mesozoicas que afloran al oeste de esta falla presentan dos pequeñas repeticiones tectónicas producidas por fallas inversas de vergencia oeste (Salazar, 2012).

De acuerdo a Arévalo et al. (2009) la Falla Agua de los Burros corresponde a una falla normal de vergencia este que acomoda los depósitos volcánicos del Cretácico Superior que se disponen al este. Sin embargo, de acuerdo a las interpretaciones de Salazar (2012), la Falla Agua de los Burros correspondería a una falla normal que controla la depositación del Grupo Chañarcillo y que, posteriormente, se reactivó como una falla inversa de vergencia oeste, plegando levemente las secuencias volcánicas y generando un escarpe. La edad de esta inversión estaría acotada una datación U-Pb de $73,6 \pm 0,6$ Ma obtenida en los Estratos del Embalse Santa Juana que son cortados por esta falla, y por el depósito de las Gravas de Atacama que cubren la traza de la falla, es decir, entre el Maastrichtiano y el Mioceno Inferior (Arévalo et al., 2009)

FALLA LAS CAÑAS

En forma adyacente a las fallas normales mesocretácicas se observan pliegues de arrastre asimétricos de tipo anticlinal en los bloques colgantes y de tipo sinclinal en los bloques yacentes, lo que indica que las fallas habrían sido reactivadas por desplazamientos contraccionales que, en su mayoría, no habrían invertido la estratigrafía. Sin embargo, la Falla Las Cañas sería una estructura que dispone rocas antiguas sobre rocas jóvenes del Grupo Chañarcillo (Arévalo et al., 2009) (Figura 4). Este sistema registra una fase contraccional post extensión, cuya edad no se puede precisar con los antecedentes disponibles. Más al norte, en la Carta Geología del Área Carrizal Bajo - Chacritas (Arévalo y Welkner, 2008), se han registrado estructuras equivalentes a este sistema como fallas inversas y pliegues de vergencia occidental que desplazan las secuencias calcáreas del Grupo Chañarcillo, y desplazamientos frágiles "Plutón hacia arriba" registrados en milonitas del borde occidental del Complejo Plutónico Los Morteros a los que se les ha asignado una edad mínima de 68 Ma, aparentemente

coincidente con la fase contraccional del Cretácico-Terciario, documentada en Inca de Oro (Matthews *et al.*, 2006) y Copiapó (Avévalo, 2005a).

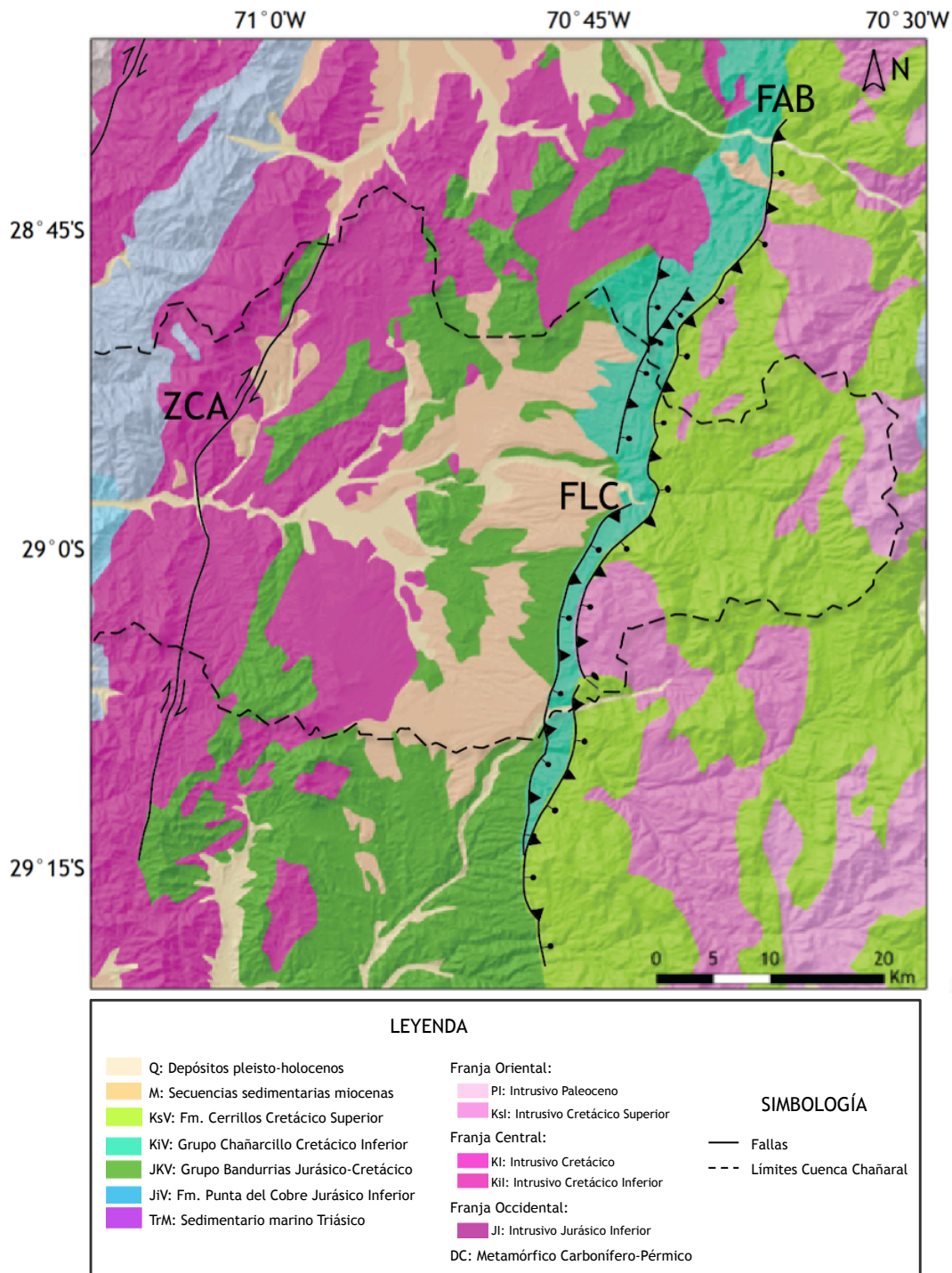


Figura 4: Mapa geológico regional 1:1.000.000 simplificado y acotado a la zona de estudio. Se destaca la orientación NNE-SSW, tanto de las estructuras, las rocas estratificadas y de las rocas plutónicas, además de un rejuvenecimiento hacia el este de estas últimas. ZCA: Zona de Cizalle Algarrobo; FLC: Falla Las Cañas; FAB: Falla Agua de los Burros. Modificado de SERNAGEOMIN (2003).

2.4. MARCO CLIMÁTICO Y PALEOCLIMÁTICO

Los Andes Semiáridos están ubicados justo al sur de la Diagonal Árida; una zona climática transicional de orientación noroeste-sureste, que cruza la Cordillera de los Andes alrededor de los 25°S (Ammann et al., 2001). Al norte de esta zona, la hiperaridez del Desierto de Atacama es ocasionalmente interrumpida por precipitaciones en el verano debidas al monzón tropical, mientras que hacia el sur, en los Andes semiáridos, las precipitaciones están concentradas en el invierno y están asociadas a los Vientos del Sur (Garreaud et al., 2008). La precipitación anual en esta región es fuertemente dependiente de la orografía, y oscila entre los 25 mm/año en la zona costera y los *ca.* 300 mm/año en la Cordillera Frontal (Favier et al., 2009).

Los antecedentes que se manejan respecto a la posición latitudinal de Sudamérica indican que ésta se habría mantenido relativamente estable, cercana a su posición actual, al menos, durante los últimos 18 Ma (Scotese et al., 1988), lo que determina que los cambios climáticos ocurridos en este rango de tiempo no puedan atribuirse a variaciones de su posición. Adicionalmente, se plantea que los sistemas de circulación atmosférico y oceánico actuales, que determinan bajos niveles de evaporación y precipitación en la costa oeste sudamericana, podrían haberse establecido durante el Paleógeno (e.g. Parrish et al., 1982). Estos antecedentes permiten concluir que las condiciones de aridez han sido un fenómeno prolongado en el tiempo.

Al norte de la región de estudio, estudios sobre la génesis de mineralización supérgena en el Desierto de Atacama (e.g. Bouzari y Clark, 2002; Arancibia et al., 2005), sugieren un cambio en las condiciones climáticas durante el Mioceno Medio, pasando de un clima árido a uno hiper-árido, que determinan el término del desarrollo del enriquecimiento supérgeno hacia los 14 Ma. Para explicar esto se plantea que la configuración de los Andes actuaría como una barrera a los vientos y humedad que provienen desde el Amazonas (Strecker et al., 2007). Por otro lado, Hartley y Chong (2002) postulan que el incremento de aridez se inició hace 6 Ma en respuesta a una fase de enfriamiento global coincidente con aquella que determinó la aridificación en los

desiertos del Sahara y Namibia en el Plioceno superior. A partir de nuevas dataciones de enriquecimiento supérgeno en depósitos de cobre del norte de Chile, Reich et al. (2009) plantean que las condiciones áridas del Desierto de Atacama se habrían alcanzado de manera gradual y no mediante cambios abruptos. Igualmente, reafirman una transición significativa a condiciones más áridas en el Mioceno Medio, junto a otros dos procesos de aridificación ocurridos en el Mioceno superior y en el Plioceno. Ellos atribuyen estos cambios a una combinación de procesos tectónicos y reorganizaciones climático-oceánicas de carácter global y regional.

3. GEOMORFOLOGÍA

Una cuenca hidrográfica se compone de cinco elementos fundamentales que son: la divisoria de aguas, los interfluvios, las laderas, la red de drenaje y el exutorio. La divisoria de aguas corresponde a la línea imaginaria que separa el destino de los aportes hídricos y que define la forma de la cuenca (Bloom, 1998). Los interfluvios corresponden a los altos topográficos que se encuentran rodeados por laderas. Las laderas corresponden a accidentes geográficos de alta pendiente que se ubican entre los interfluvios y los canales. Los canales corresponden a las zonas de mayor incisión que generan las corrientes de agua y, en su conjunto, definen la red de drenaje. Finalmente, el exutorio corresponde al punto en el que converge la red de drenaje.

La dinámica de la transferencia de materia en una cuenca hidrográfica se puede determinar mediante el estudio de los tres dominios morfológicos principales, correspondientes a la morfología de interfluvios, de laderas y de la red de drenaje. En los interfluvios los procesos de transferencia de materia son más débiles y, por lo tanto, es en este dominio donde se preservan morfologías antiguas, mientras que en las laderas y canales, los procesos de transferencia son preponderantes, luego, las geoformas antiguas están menos preservadas o ausentes.

3.1. DOMINIO DE CANALES

En esta sección se describen las principales características de los canales que definen la red de drenaje de la Cuenca Chañaral. Esta descripción se basa en análisis morfométricos que permiten establecer criterios objetivos para comparar los distintos segmentos de los canales que componen la red de drenaje. Da lugar, también, a una sistematización de la descripción y clasificación de los diferentes sistemas hidrológicos, lo que permite recurrir a datos cuantitativos de comparación. Los resultados que se presentan a continuación fueron obtenidos mediante algoritmos utilizados en el programa *River Tools*, aplicados a un Modelo Numérico de Elevación con una resolución espacial de 90 m de tamaño de pixel.

3.1.1. FUNDAMENTO TEÓRICO

3.1.1.1. RED DE DRENAJE Y SU JERARQUIZACIÓN

Una red de drenaje es la representación cartográfica de todos los cauces, secos o activos, presentes en una cuenca hidrográfica. Sin embargo, esta representación poco dice acerca de los órdenes de magnitud que alcanza una determinada red. Es por esto que se han desarrollado distintos métodos de estudio que buscan obtener una jerarquización de los cauces que configuran las redes hidrográficas. La jerarquización de los cauces pretende subdividir los distintos cursos de agua que integran la red de drenaje superficial en segmentos de cauce clasificados según su orden de magnitud.

El método clásico de jerarquización de redes de drenaje, corresponde al de Horton-Strahler (1952). Este método sostiene que: *“Las redes de drenaje pueden ser modeladas o representadas como árboles, los cuales están conformados por un conjunto de nodos conectados, unos a otros, por segmentos de recta, de manera que cada nodo tiene una única ruta hacia el exutorio”*. En base a esto, se postula que a aquellos cursos de agua que son nacientes de la red se les asigna un orden de magnitud igual a 1, y que el orden de magnitud irá aumentando en una unidad y en forma sucesiva, cuando ocurra la intersección de dos segmentos de cauce de igual magnitud. Esto implica que la

conjunción de un segmento de cauce de una determinada magnitud con un segmento de cauce de magnitud distinta, no determinará un aumento del orden de magnitud del segmento de cauce que se está evaluando como ocurre en otros métodos de clasificación como el método Shreve (1967).

3.1.1.2. PERFILES LONGITUDINALES Y KNICKPOINTS

Los perfiles longitudinales corresponden a aquellos perfiles que se trazan desde el nacimiento de un río hasta su desembocadura, por sobre el *thalweg* o vaguada, que corresponde a los puntos más bajos de un cauce. Son útiles para visualizar la capacidad erosiva de un río, a través de los cambios de pendiente que presenta el mismo río en sus distintas secciones, es decir, superior, media e inferior.

El estudio de los perfiles longitudinales permite evaluar la presencia de *knickpoints* a lo largo de sus cursos o, en otras palabras, reconocer convexidades locales que separan la porción del canal de topografía ajustada, aguas abajo del *knickpoint*; de la porción de topografía relictas, aguas arriba del *knickpoint* (Crosby y Whipple, 2006). Estas perturbaciones en el perfil de *thalweg* pueden tener distintos orígenes, como variaciones del nivel de base del río, variaciones litológicas o variaciones estructurales (Strahler, 1960) (Figura 5). Idealmente, un perfil cóncavo hacia arriba y sin perturbaciones, correspondería a un estado de equilibrio del relieve y su nivel de base.



Figura 5: Perfiles longitudinales y diferentes tipos de perturbaciones asociadas a condiciones lito-estructurales. Extraído de Selby, 1985.

Desde mediados del siglo pasado, diversos estudios empíricos han sido realizados con el objetivo de esclarecer la relación entre la pendiente de *thalweg* y el área drenada (e.g. Synder et al., 2000; Kirby y Whipple, 2001). Así, se ha logrado establecer una relación de la forma:

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (1)$$

En donde S representa la pendiente local del canal; A es el área drenada contribuyente; k_s representa el índice de empinamiento (*steepness*) y θ corresponde al índice de concavidad. El primer índice se relacionaría, potencialmente, con la tasa de alzamiento, mientras que el segundo no guardaría relación con ella (e.g. Howard et al., 1994; Whipple y Tucker, 1999). Ambos índices pueden ser estimados a partir de regresiones lineales de datos de gráficos log-log de pendiente (S) y área drenada (A) (Wobus et al., 2006a; Ouimet et al., 2009), aplicando la función logarítmica a la ecuación (1) y comparándola con la ecuación de la recta. Así se obtiene:

$$\theta = a$$

y

$$k_s = 10^b$$

Es decir, la pendiente de la regresión lineal derivada del conjunto de datos (a) corresponde al índice de concavidad, y el coeficiente de posición (b) corresponde al logaritmo del índice de empinamiento. De acuerdo a Wobus et al. (2006), los valores típicos de θ para procesos fluviales son mayores a 0,45 (Figura 6).

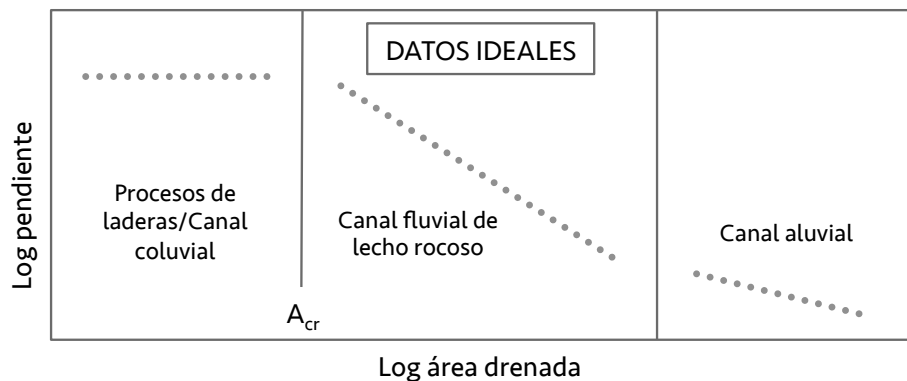


Figura 6: Ejemplos de interpretación de datos pendiente-área drenada. A_{cr} indica el área crítica de transición de procesos de laderas a procesos fluviales. Modificado de Duvall et al., 2004.

La relación de la ecuación (1) asume que el clima y las precipitaciones se mantienen constantes en el tiempo y que la litología está representada por un bloque homogéneo. La forma de esta ecuación predice que zonas con alzamientos espacialmente uniformes deberían manifestarse como arreglos lineales en gráficos logarítmicos de pendiente versus área drenada (Figura 6). Los cambios en estos arreglos lineales, representados por knickpoints, pueden explicarse por variaciones de la tasa de alzamiento (Kirby y Whipple, 2001; Wobus et al., 2006a); por pulsos de incisión barridos a lo largo del canal fluvial (e.g. Whipple y Tucker, 1999) o por litología.

3.1.2. METODOLOGÍA

Este análisis se realiza en base al Modelo Numérico de Elevación (MNE), el cual, de acuerdo a distintos algoritmos, permite obtener los datos que son requeridos. La metodología seguida en esta etapa se describe a continuación.

OBTENCIÓN RED DE DRENAJE Y JERARQUIZACIÓN

En primer lugar, fue necesaria la obtención de la Red de Drenaje. Este propósito se logró mediante algoritmos desarrollados en el programa *River Tools*. Este algoritmo consiste en generar una imagen ráster con la información de área drenada por pixel (Figura 7, A), la cual, luego es utilizada para construir la red de drenaje seleccionando los pixeles de mayor área drenada que corresponden a los canales principales. El valor umbral para discriminar los canales del resto de la cuenca es de 200 m². También es posible obtener la Jerarquización de Strahler (Figura 7, B) mediante la opción *Stream Order* en el menú *Spatial Analyst*, del programa ArcGIS 10.1. Este algoritmo consiste en asignar un orden numérico a los segmentos de una imagen ráster que representa, así, las ramas de una red lineal.

OBTENCIÓN CANALES PRINCIPALES

A partir de la red de drenaje obtenida en *River Tools* (Figura 7, C), se procede a obtener desde ella, sólo los canales principales a considerar para el estudio de perfiles de *thalweg*. Esto se realiza mediante el programa ArcGIS, en donde sólo es necesario

editar los *shapes* y unir los nodos de los perfiles de *thalweg*, mediante la opción “Merge” del editor. De este modo se obtienen cada uno de los canales seleccionados, los cuales se pueden visualizar en la Figura 7, D.

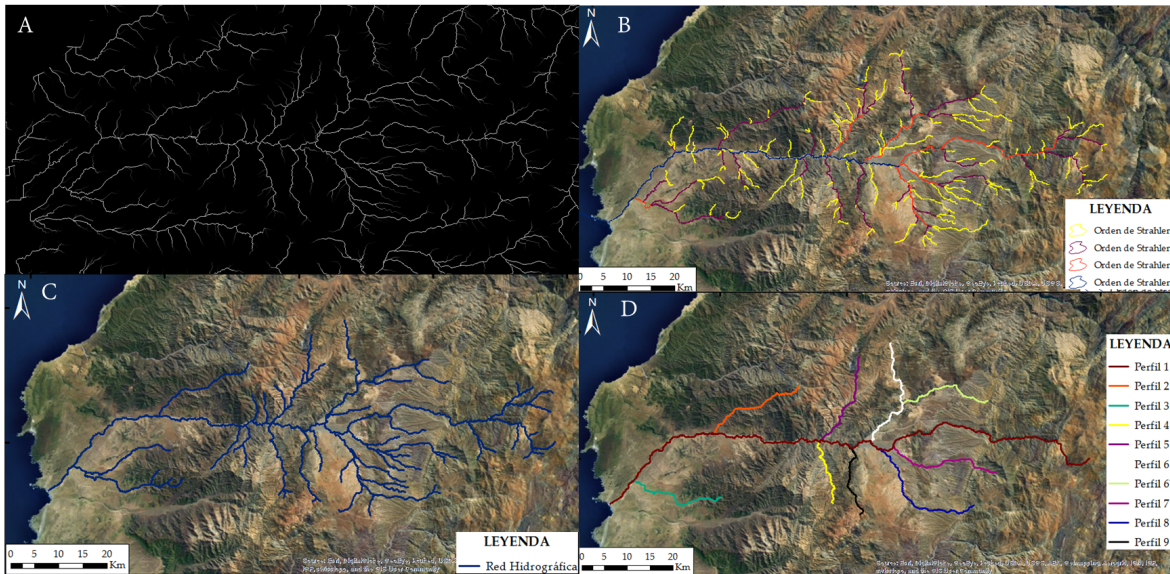


Figura 7: A. Ráster área drenada por píxel generado en River Tools, B. Jerarquización de Strahler, generada en River Tools, C. Red de drenaje de los principales canales que conforman la Cuenca Chañaral, D. Canales seleccionados para el estudio.

OBTENCIÓN DE DATOS

La obtención de los datos de interés (pendiente de *thalweg* y área drenada) no es posible de efectuar en forma directa y es necesaria, en cambio, la obtención de otros parámetros a partir de los cuales determinar aquellos que son de interés. En primer lugar, utilizando el software ENVI, se debe cargar la imagen de elevación y sobreponer en ella, como vectores, los perfiles de *thalweg* que se elaboraron en ArcGIS. Luego, se procede a hacer un perfil arbitrario a partir de la traza de cada vector. Mediante la elaboración de estos perfiles se obtienen los datos de distancia, en píxeles; y elevación, en metros, de los principales canales de la red de drenaje seleccionados. Paralelamente, para la obtención del área drenada por cada canal, se procede a cargar la imagen ráster de área drenada, generada en RiverTools, y seguir los mismos pasos que en el caso de la imagen de elevación, es decir, cargar como vectores los perfiles de *thalweg* y realizar, a partir de ellos, perfiles arbitrarios. Estos perfiles representan el área drenada por píxel.

CORRECCIÓN DE DATOS

Debido a la relativamente baja resolución del MNE (90 m), es frecuente que la traza de los distintos canales se salga del cauce del río y atraviese, en forma casi azarosa, las laderas del canal. Esto genera dos consecuencias: por un lado, determina que se visualicen pequeños saltos de altitud en los perfiles de fondo de valle; y, por otro lado, determina que las partes en las que el perfil se “sube” a la ladera, queden con un valor de área drenada nulo. Por lo tanto, para poder hacer los análisis adecuados, es necesario corregir dichas falencias.

La realización de estas correcciones consideró dos criterios: (1) que el perfil de elevación disminuye progresivamente su altitud, desde la cabecera hasta la desembocadura; y (2) que el área drenada del canal aumenta progresivamente, desde la cabecera hasta la desembocadura. De este modo, para corregir los datos de altitud se realizaron dos correcciones. La primera corrección consiste en eliminar la mayor cantidad de saltos de altitud eligiendo, progresivamente, los valores mínimos de elevación, evaluando cada dato con los 10 datos anteriores mediante la función *mínimo* en Excel. La segunda corrección corresponde a un “suavizado” del perfil mediante la corrección propuesta por Wobus et al., 2006, en la que se elabora una media móvil de 31 píxeles en el programa Excel. Los 31 datos que considera este algoritmo son los 15 datos anteriores, el dato a corregir y los 15 datos posteriores. En ambas correcciones es necesario controlar los primeros 15 datos en forma individual. Los resultados de esta corrección se pueden visualizar en la Figura 8.

Finalmente, para corregir los valores nulos de área drenada, se elabora un algoritmo simple que se basa en que, aguas abajo, el área drenada por píxel siempre debe aumentar. Bajo esta premisa, se controla que cada valor sea mayor que el anterior, mediante la función *máximo* en Excel, en la que se evalúa cada dato con los 10 datos anteriores. Los resultados de este algoritmo se pueden visualizar en la Figura 9.

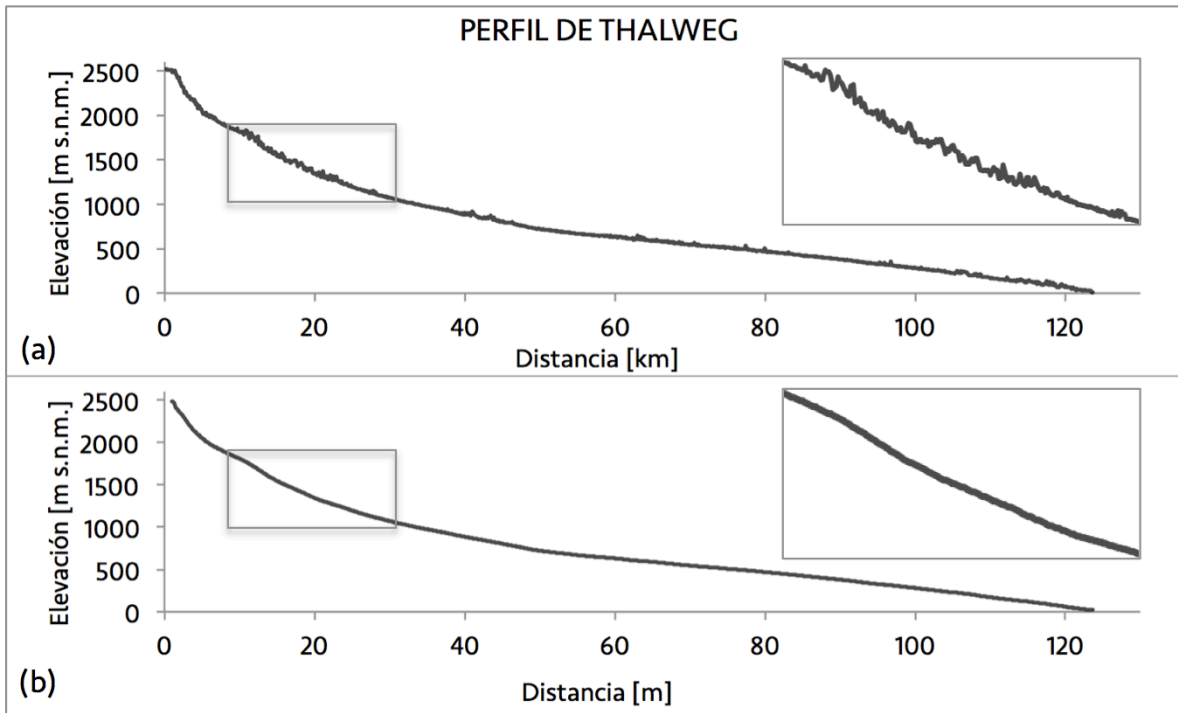


Figura 8: Perfiles de *thalweg*. En (a) se grafican los datos directamente obtenidos de ENVI, y en (b) se grafican los datos luego de realizadas las correcciones descritas en el texto.

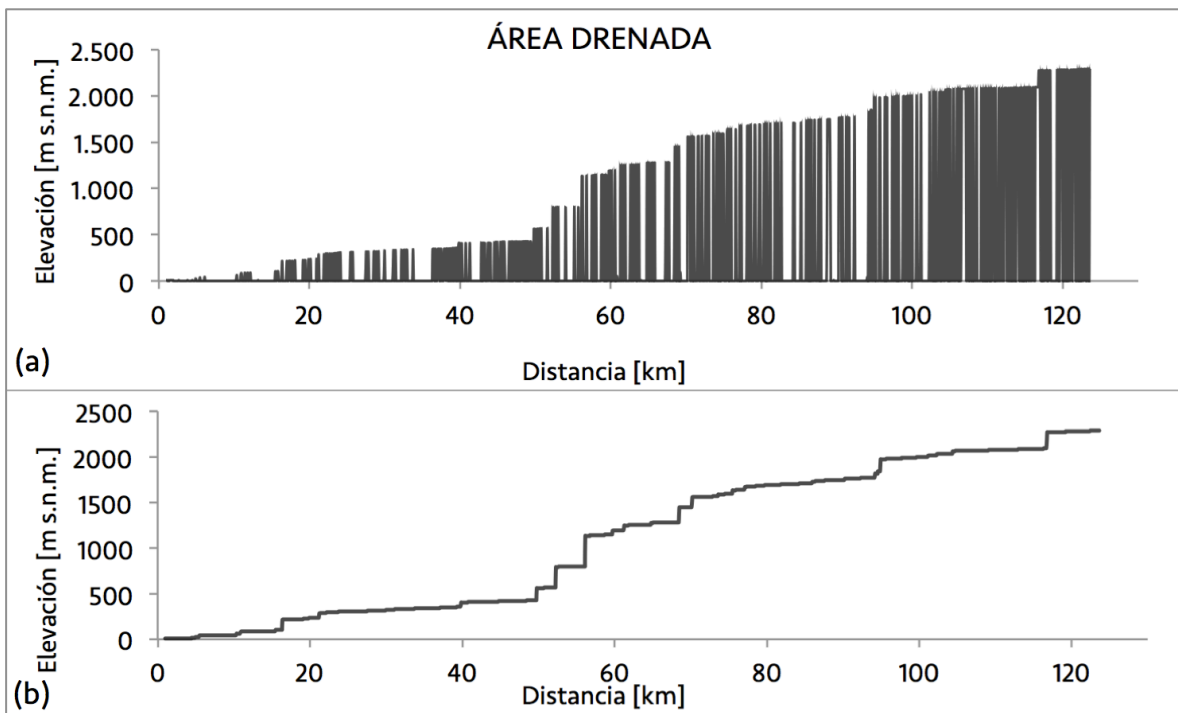


Figura 9: Gráficos de área drenada. En (a) se grafican los datos obtenidos directamente desde ENVI y en (b) se grafican los datos luego de realizar las correcciones de datos descrita en el texto.

ELABORACIÓN DE GRÁFICOS DE PENDIENTE VS. ÁREA DRENADA

Para la elaboración de los gráficos Log(pendiente) vs. Log(área drenada) es necesario calcular el logaritmo de estos dos parámetros para luego graficar. Los valores de área drenada por pixel ya fueron calculados anteriormente, sin embargo, es necesario calcular los valores de pendiente. Para el cálculo de la pendiente se consideran las columnas de distancia (en metros) y elevación corregida (también en metros). Luego se utiliza la ecuación:

$$m = \left(\frac{h_1 - h_2}{d_2 - d_1} \right) \quad (1)$$

En donde el primer término corresponde a la diferencia de alturas y el segundo término, corresponde a la distancia entre los dos puntos evaluados.

3.1.3. RESULTADOS

El análisis de canales se desarrolla estudiando la relación entre los gráficos logarítmicos de pendiente y área drenada y los perfiles de thalweg de cada uno de los diez canales seleccionados (Figura 7, D y Figura 10). A partir de esto, se obtuvieron siete knickpoints que se representan en la Figura 10.

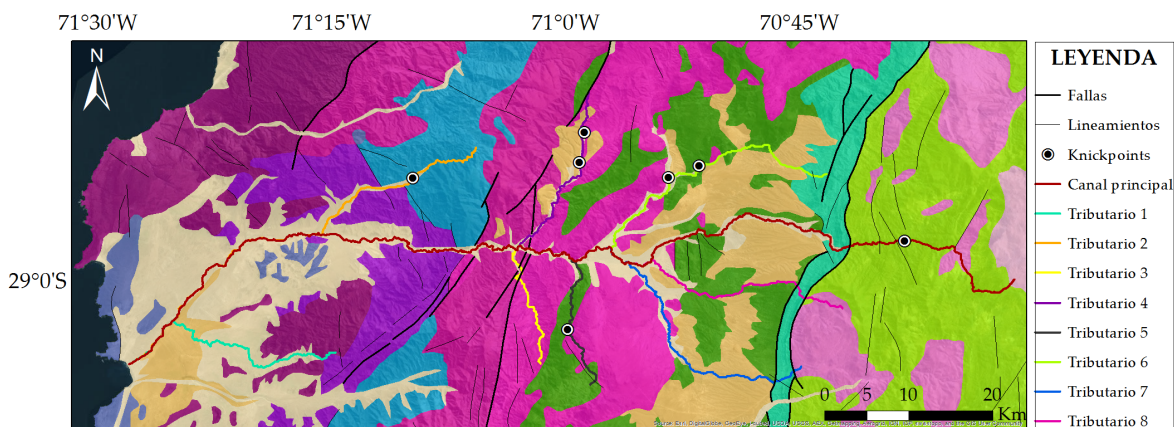


Figura 10: Mapa Geológico de la Cuenca Chañaral en donde se representan los canales seleccionados para el estudio junto a los knickpoints identificados. Los knickpoints originados por confluencia de tributarios al canal principal no fueron incorporados. Modificado de SERNAGEOMIN (2003). Ver leyenda en Mapa Geológico (p. 17).

A continuación se presentará el análisis desarrollado en cada canal que permitió reconocer la naturaleza de los knickpoints. La presentación de los resultados separa, en cada caso, los datos exclusivos del tributario y los datos correspondientes al canal principal, luego de la captura del tributario, siendo este canal analizado en primera instancia.

CANAL PRINCIPAL

El estudio del Canal Principal se realiza desde su cabecera, en el Frente de Montaña, hasta su desembocadura en el Océano Pacífico. Al observar el gráfico de pendiente y área drenada (Figura 11), se logra diferenciar claramente tres tendencias. La primera de ellas, ubicada en la cabecera del canal, tiene un índice de concavidad bajo (0,36) y se correlaciona con procesos de laderas. El segundo tramo, con un índice de concavidad mayor (1,12), se correlaciona con procesos fluviales y el tercer tramo, con un índice de 0,52, se correlaciona con un dominio de procesos aluviales. Adicionalmente, al analizar el perfil de thalweg es posible reconocer una convexidad local, o knickpoint, que coincide con la primera tendencia reconocida en el gráfico de pendiente y área drenada. Esta morfología, que determina poca área drenada y alta pendiente, constituye lo que se conoce como un “valle colgado”, que se separa del resto de la red de drenaje por una caída de altitud. No se reconocen variaciones litológicas que expliquen este comportamiento, aunque sí se reconoce la presencia de lineamientos cercanos (Figura 10). De este modo, el perfil de thalweg del Canal Principal registra una perturbación atribuida a una variación en su nivel de base a la que su cabecera no se ha terminado de ajustar.

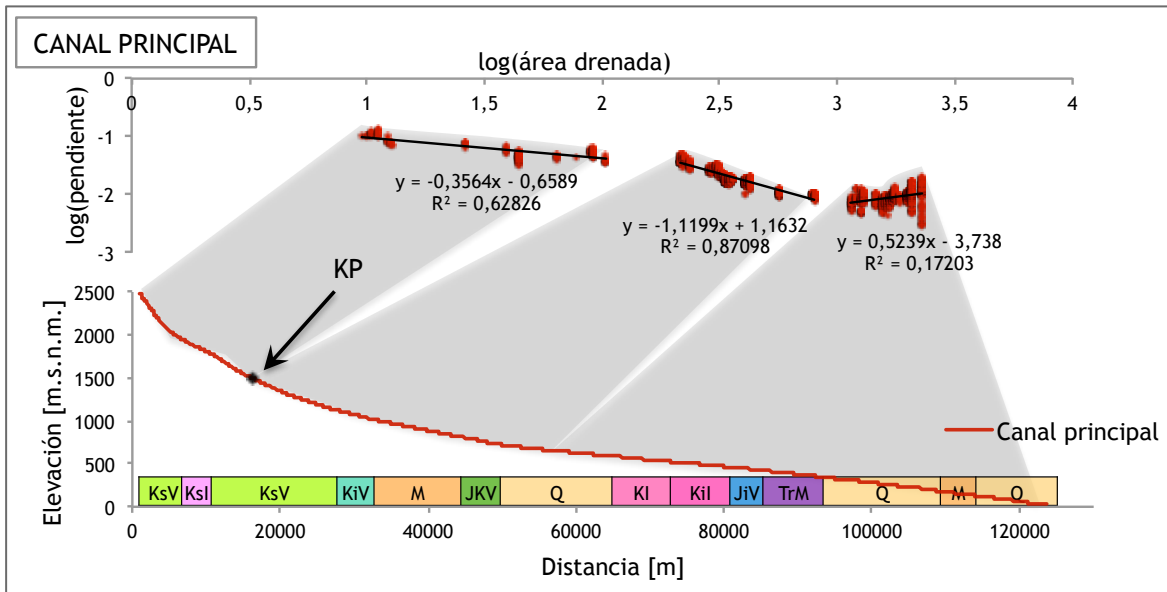


Figura 11: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Canal Principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.17).

TRIBUTARIO 1

Corresponde a un afluente que nace en la ribera sur de la Quebrada Chañaral, dentro del dominio de la Cordillera de la Costa (Figura 10). Al observar el perfil de thalweg de la Figura 12, se observa que el Tributario 1 presenta dos tendencias separadas por una convexidad antes de ser capturado por el Canal Principal. La primera de ellas, representada por un perfil de *thalweg* cóncavo hacia arriba y un índice de concavidad de 1,49, es propia de procesos fluviales. La segunda tendencia que se observa, con una drástica disminución de la pendiente, tiene directa relación con lo que ocurre aguas abajo, donde se observa una planicie litoral. Luego, tanto el segmento correspondiente a la segunda tendencia como el segmento correspondiente al canal principal tienen

relación con los procesos aluviales que se desarrollan en esta planicie.

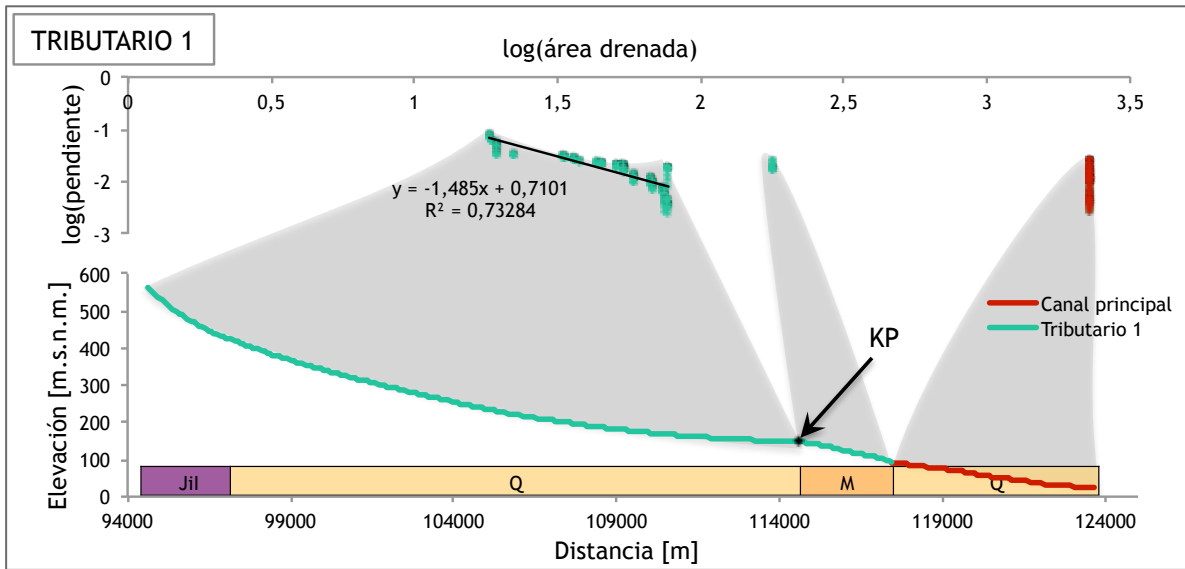


Figura 12: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 1 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.17).

TRIBUTARIO 2

El Tributario 2 se encuentra en el dominio de la Cordillera de la Costa, en la ribera norte de la Quebrada Chañaral (Figura 10). En el gráfico de pendiente y área drenada (Figura 13) se logran distinguir tres sets de datos que se correlacionan de muy buena manera con los tres segmentos separados por dos inflexiones que se reconocen en el perfil de thalweg (Figura 13). La primera inflexión corresponde a una convexidad, muy suave, ocurre dentro del mismo tributario separando dos segmentos con índices de concavidad muy similares (0,10 y 0,17), siendo ambos asociados a dominio de procesos de laderas. Esta inflexión en el perfil de thalweg coincide con un cambio litológico, desde secuencias volcánicas jurásicas hacia secuencias marinas triásicas, aguas abajo. La segunda inflexión corresponde a una concavidad que ocurre en la transición desde el tributario al Canal Principal (Figura 13).

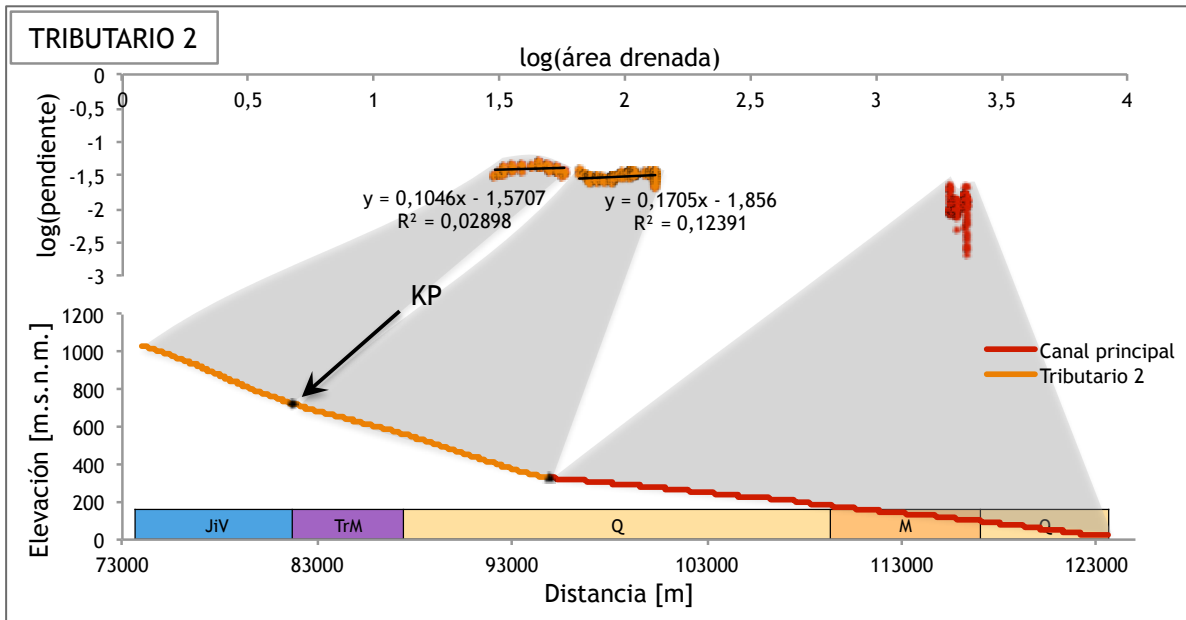


Figura 13: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 2 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en mapa geológico, p.17).

TRIBUTARIO 3

El Tributario 3 se extiende desde la ribera sur de la Quebrada Chañaral hacia el norte, a través del extremo oeste de la Depresión de Domeyko (Figura 10). Al observar el perfil de thalweg de la Figura 14, se reconocen dos segmentos separados por una concavidad local en el exutorio del tributario. Al realizar una regresión lineal sobre los datos del primer segmento se obtiene un índice de concavidad de 0,38; que se asocia con un dominio de procesos de laderas. Esto permite concluir que la existencia de los dos segmentos se explica por el comportamiento de afluente, dominado por procesos coluviales, y de canal principal, respectivamente.

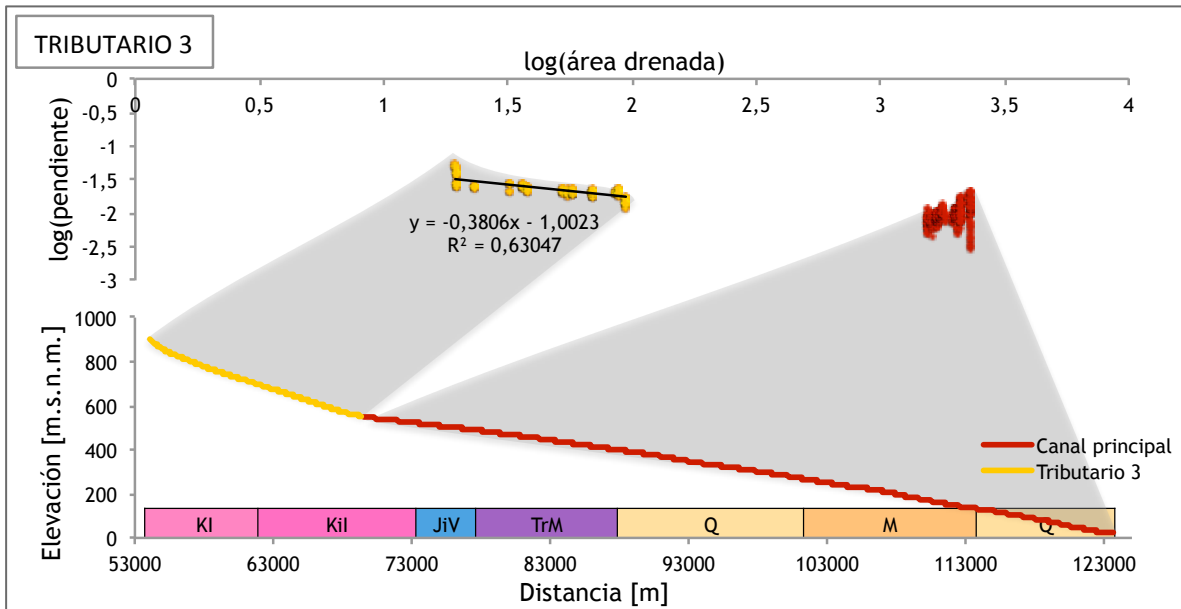


Figura 14: Gráfico $\log(\text{pendiente})$ vs. $\log(\text{área drenada})$ (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 3 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.17).

TRIBUTARIO 4

El Tributario 4 se ubica en la ribera norte de la Quebrada Chañaral, en el dominio de la Cordillera de la Costa, justo al norte del Tributario 3 (Figura 10). Al observar el gráfico de pendiente y área drenada (Figura 15), se reconocen cuatro segmentos. El primero se caracteriza por un índice de concavidad muy bajo (0,14), propio de procesos de laderas; el segundo, por un índice de mayor valor (3,33), que representa procesos fluviales; el tercer segmento se caracteriza por un índice de bajo valor (0,18), que se asocia, nuevamente, a procesos coluviales; y el cuarto segmento corresponde a los valores del canal principal, una vez ocurrida la captura de dicho tributario. Al observar el perfil de thalweg y los cambios litológicos que ocurren en su trayectoria, se reconoce que en el segundo segmento ocurre una disminución de la pendiente y coincide con unidades sedimentarias poco consolidadas del Mioceno medio. Esto indica un control litológico en la presencia de este knickpoint. Finalmente, se observa que la transición del tercer al cuarto segmento, que coincide con la captura del afluente por el canal

principal, no constituye mayores irregularidades en el perfil de thalweg, indicando un estado cercano al de equilibrio.

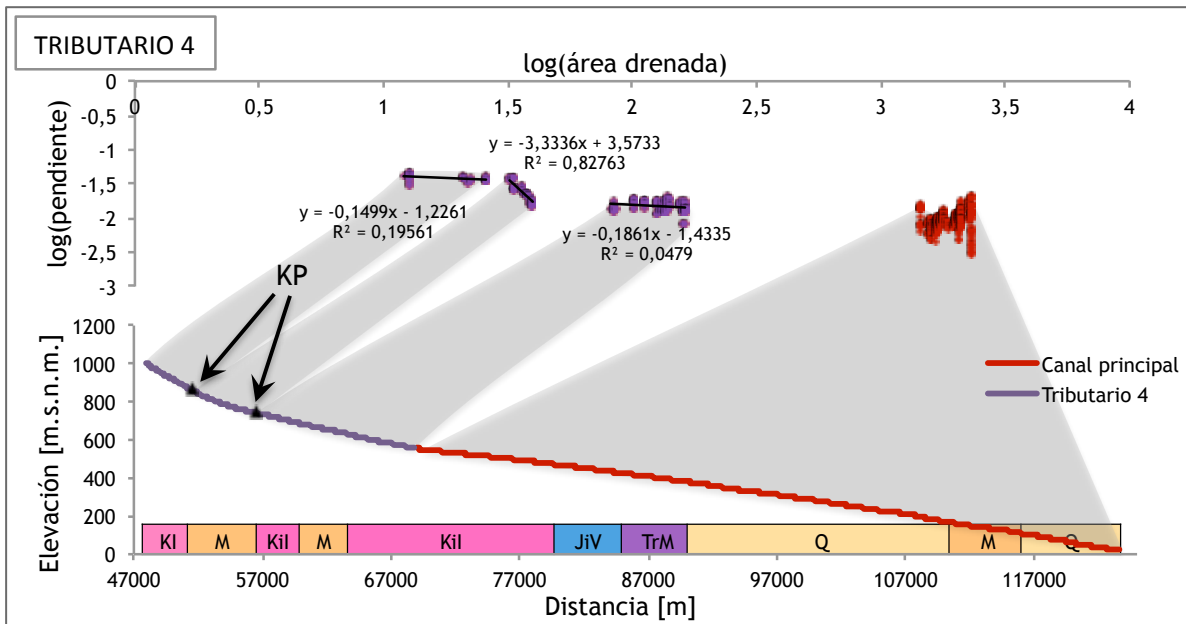


Figura 15: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 4 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.17).

TRIBUTARIO 5

El Tributario 5 se desarrolla en forma exclusiva en el borde occidental de la Depresión de Domeyko, y su exutorio se encuentra en la rivera sur del Canal Principal (Figura 10). Al observar la Figura 16 se reconocen pequeñas inflexiones en el perfil de thalweg y, a la vez, se observa que la distribución de datos en el gráfico de pendiente y área drenada es bastante heterogénea. No obstante, se logra diferenciar en él tres sets de datos. En los dos primeros sets no es posible obtener la tendencia de los valores, pero sí en el tercero, obteniéndose un índice de concavidad de 0,18, indicando un dominio de procesos de laderas. La convexidad en el perfil que marca la transición entre el segundo y el tercer set de datos coincide con un cambio litológico. Al ocurrir la captura del tributario por el canal principal, también se observa una inflexión mayor en el perfil de thalweg. De este modo, el primer knickpoint se explicaría por cambios

litológicos (desde unidades plutónicas a volcánicas, aguas abajo), y el segundo se explicaría por la confluencia del tributario al canal principal.

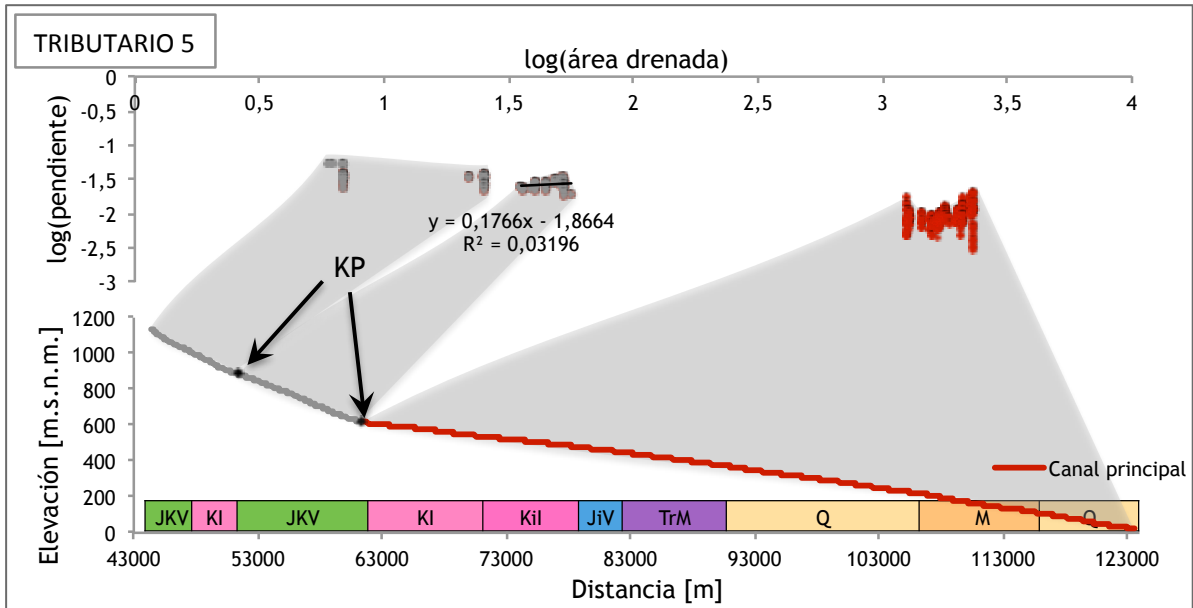


Figura 16: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 5 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.17).

TRIBUTARIO 6

El exutorio del Tributario 6 se ubica en la ribera norte de la Quebrada Chañaral, extendiéndose hacia el nororiente a través de la Depresión de Domeyko (Figura 10). Al observar el perfil de thalweg de la Figura 17, se reconoce un perfil muy perturbado, y lo mismo ocurre en el gráfico de pendiente y área drenada, en donde los datos tienen una distribución bastante heterogénea. Sin embargo, se pueden reconocer tres sets de datos en el Tributario 6. La transición del primer al segundo set de datos, se puede explicar por la transición desde rocas volcánicas mesozoicas, aguas arriba; a rocas clásticas miocenas, aguas abajo. La transición del segundo al tercer set de datos, también puede explicarse por variaciones litológicas (desde rocas clásticas miocenas a rocas volcánicas mesozoicas). Finalmente se observa que la captura del tributario por el canal principal

no constituye mayores perturbaciones en el perfil de thalweg, lo que indicaría un buen ajuste al perfil de equilibrio.

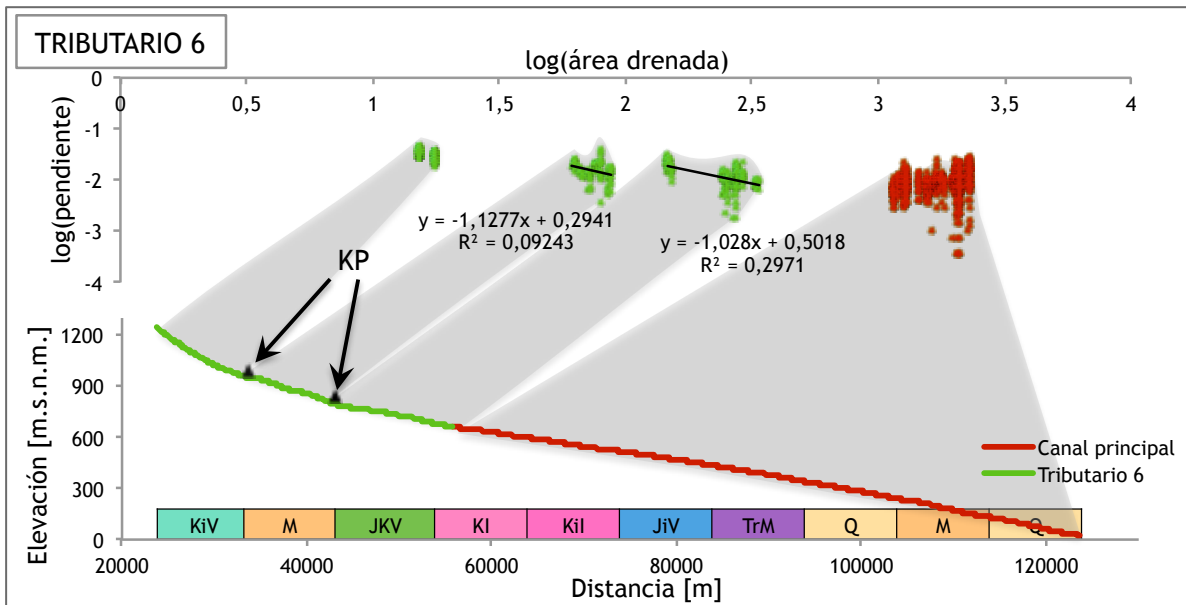


Figura 17: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 6 y del canal principal. Las líneas negras corresponden a regresiones lineales cuyas ecuaciones de la recta se indican en forma adyacente a las mismas. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.17).

TRIBUTARIO 7

El Tributario 7 tiene su cabecera en el Frente de Montaña, pero se desarrolla fundamentalmente sobre la Depresión de Domeyko (Figura 10). Al analizar el gráfico de pendiente y área drenada (Figura 18) se reconocen tres sets de datos que constituyen una misma tendencia, y lo mismo ocurre al mirar el perfil de thalweg (Figura 18, abajo), en donde no se reconocen mayores perturbaciones. Del mismo modo, se destaca que la captura de este tributario no significa mayores inflexiones en el perfil de thalweg, lo que indica que este canal esta bien ajustado al perfil de equilibrio.

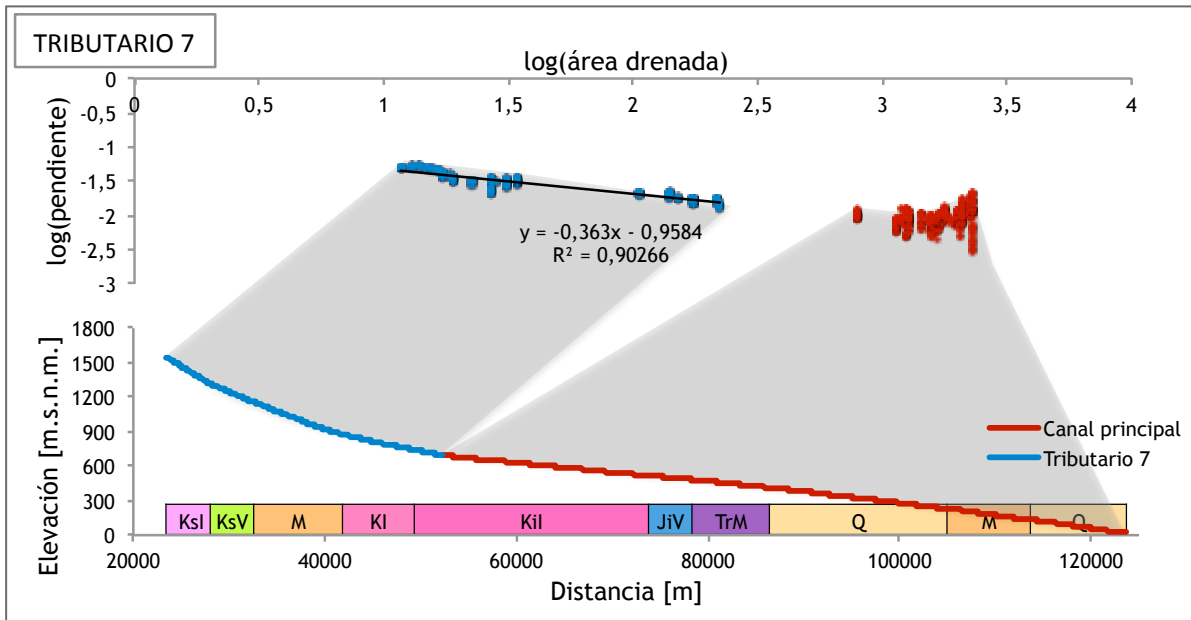


Figura 18: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 7 y del canal principal. La línea negra corresponde a una regresión lineal cuya ecuación de la recta se indica en forma adyacente a la misma. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.17).

TRIBUTARIO 8

El Tributario 8, al igual que el Tributario 7, tiene su cabecera en el dominio del Frente de Montaña, pero se desarrolla fundamentalmente sobre la Depresión de Domeyko (Figura 10). Como se observa en la Figura 19, la distribución de datos de área drenada y pendiente es bastante homogénea y lo mismo ocurre con el perfil de thalweg, lo que se asocia a condiciones bastante cercanas al equilibrio. Esto permite reconocer una única tendencia, la cual se caracteriza por un predominio de procesos fluviales.

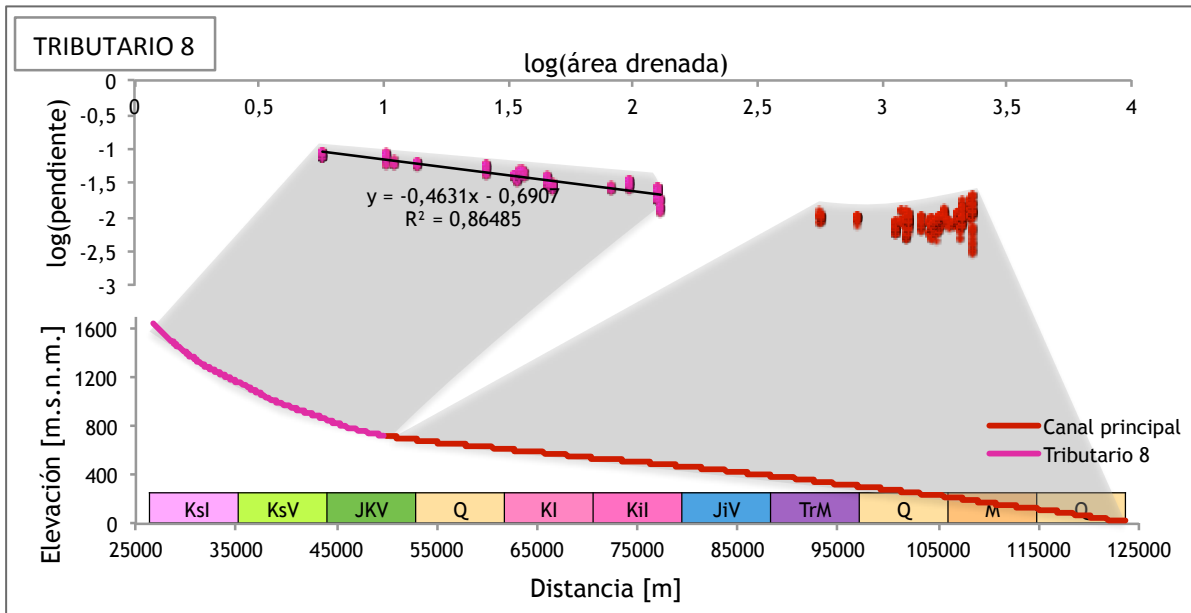


Figura 19: Gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada) (arriba) y perfil de thalweg (abajo) del Tributario 8 y del canal principal. La línea negra corresponde a una regresión lineal cuya ecuación de la recta se indica en forma adyacente a la misma. Abajo se indican las litologías incididas por el thalweg (ver leyenda en Mapa Geológico, p.17).

3.1.4. SÍNTESIS DOMINIO DE CANALES

A partir del análisis presentado en esta sección, se elaboró una tabla que reúne las principales características de cada canal estudiado (Tabla 1). En ella se puede observar que los tributarios que nacen en la Cordillera de la Costa suelen estar dominados por procesos detríticos o de laderas, que los perfiles de thalweg asociados a ellos suelen estar no equilibrados y que las inflexiones que se reconocen a lo largo de estos tiene su origen en variaciones litológicas y en la confluencia de los mismos con el Canal Principal. El bajo poder erosivo que presentan estos tributarios queda evidenciado en la baja capacidad de reequilibrio de los perfiles de thalweg. Hacia el dominio de la Depresión de Domeyko se reconoce una transición hacia perfiles más equilibrados correspondientes a un tributario con pequeñas inflexiones en el perfil de thalweg, vinculadas a variaciones litológicas; y a un tributario en donde dominan los procesos fluviales que, en general, está bien ajustado al estado de equilibrio en relación con el Canal Principal. Finalmente, en el dominio del Frente de Montaña, tanto un tributario como el Canal Principal están ajustados al estado de equilibrio, dominando los procesos

fluviales, a excepción de la cabecera del Canal Principal que presenta una perturbación en el perfil de thalweg asociado a una morfología de valle colgado y procesos de laderas. Esto último evidencia la coexistencia de un canal ajustado al nivel de base y otro en vías de reajustarse al nuevo nivel de base.

El Canal Principal, con su cabecera en el Frente de Montaña, atraviesa la Depresión de Domeyko y la Cordillera de la Costa para desembocar en el Océano Pacífico, y estas transiciones son posibles de reconocer en los gráficos logarítmicos de pendiente y área drenada. El primer segmento, ubicado en el Frente de Montaña, se caracteriza por un predominio de procesos de laderas, en donde las altas pendientes además de favorecer la ocurrencia de remociones detríticas, condicionan aumentos progresivos del área drenada aguas abajo. Al ingresar a la Depresión de Domeyko, es posible reconocer un perfil equilibrado que se caracteriza por un dominio de procesos fluviales en donde el constante aporte de los afluentes aguas abajo determina un aumento paulatino del área drenada, a medida que disminuye la pendiente a lo largo del thalweg. Finalmente, al ingresar a la Cordillera de la Costa, el Canal Principal se caracteriza por un dominio de procesos aluviales en donde pequeñas variaciones en la pendiente del thalweg desencadenan pequeños incrementos del área drenada.

Tabla 1: Síntesis de los parámetros morfológicos obtenidos del análisis de canales. La primera columna indica el rasgo fisiográfico al que corresponde el segmento del thalweg que define el índice de concavidad.

RASGO FISIOGRÁFICO	TRIBUTARIO	ÍNDICE CONCAVIDAD	DOMINIO	PERFIL DE THALWEG	OBSERVACIÓN
Cordillera de la Costa	1	1,49	Fluvial	Perfil no equilibrado	Variaciones del nivel de base
Cordillera de la Costa	2	0,10	Laderas	Perfil no equilibrado	Inflexión suave de control litológico
Cordillera de la Costa		0,17	Laderas		
Cordillera de la Costa	3	0,38	Laderas	Perfil cercano al estado de equilibrio	Sin irregularidades
Cordillera de la Costa	4	0,15	Laderas	Perfil cercano al estado de equilibrio	Inflexiones suaves de control litológico
Cordillera de la Costa		3,33	Fluvial		
Cordillera de la Costa		0,19	Laderas		
Cordillera de la Costa	5	0,18	Laderas	Perfil no equilibrado	Inflexión suave de control litológico
Depresión de Domeyko	6	1,13	Fluvial	Perfil cercano al estado de equilibrio	Inflexión suave de control litológico
Depresión de Domeyko		1,03	Fluvial		
Depresión de Domeyko	7	0,36	Fluvial	Perfil equilibrado	Sin irregularidades
Depresión de Domeyko	8	0,46	Fluvial	Perfil equilibrado	Sin irregularidades
CANAL PRINCIPAL					
Frente de Montaña		0,36	Laderas	Perfil cercano al estado de equilibrio	Valle colgado
Depresión de Domeyko		1,12	Fluvial		
Cordillera de la Costa		0,52	Aluvial		

3.2. DOMINIO DE INTERFLUVIOS

3.2.1. INTRODUCCIÓN

Dentro de las morfologías de interfluvios que se desarrollan en la zona de estudio se reconocen distintos niveles de superficies de bajo relieve y poca pendiente, donde la escasa incisión ha determinado la preservación de estos remanentes erosivos aislados en los interfluvios de los canales actuales. Los distintos niveles de superficies están separados por escalones que representan frentes topográficos. Con el objetivo de determinar la evolución del paisaje se reconoció la distribución de estos niveles de superficies y su relación con los frentes topográficos para, finalmente, correlacionarlos y reconstruir el relieve en una temporalidad anterior a la incisión de los canales actuales.

3.2.2. METODOLOGÍA

La metodología utilizada para definir, tanto los niveles de superficies de bajo relieve y pendiente como los frentes topográficos, se compone de dos etapas, siendo

estas su reconocimiento y su correlación. A continuación se describirá la metodología utilizada en cada etapa.

3.2.2.1. RECONOCIMIENTO DE MORFOLOGÍAS

El reconocimiento de morfologías se llevó a cabo mediante la integración de distintas herramientas y recursos entre los que se destacan: un modelo numérico de elevación de 90 m de resolución horizontal; el software ENVI 4.8, que permitió la elaboración de mapas de elevación y de pendiente; el software Google Earth, que permitió la visualización remota de las distintas morfologías de interés; y el software ArcGIS, que permitió integrar estas herramientas y desarrollar el mapeo de las distintas morfologías. Los criterios utilizados en el desarrollo de esta etapa se indican a continuación:

FRENTES TOPOGRÁFICOS

La metodología seguida para definir los frentes topográficos correspondió a analizar criterios que involucraron distribución y orientación de los escalones y distribución de las pendientes de interés de los mismos, las cuales correspondieron a aquellas pendientes mayores a 30°. Se excluyeron aquellas superficies de alta pendiente correspondiente a las laderas de los valles.

SUPERFICIES DE BAJO RELIEVE

Los criterios utilizados para reconocer superficies de bajo relieve corresponden a una modificación de los que fueron propuestos por Clark et al. (2006) en el estudio de superficies relictas dentro del Plateau Tibetano Oriental. Así, en este trabajo se consideran aquellas morfologías que cumplen con ser superficies homogéneas, tanto en sustrato rocoso como aluvial, y con una pendiente que no supere los 20°. Adicionalmente, se distinguieron los casos donde las superficies de bajo relieve coincidan con divisorias de agua, en cuyo caso se denominan *sierras*. En esta operación excluyeron aquellas superficies de bajo relieve y pendiente correspondientes a los fondos de valles actuales.

3.2.2.2. CORRELACIÓN DE SUPERFICIES

La correlación de superficies se desarrolló integrando distintos criterios que incluyen distribución, altitud, litología y relaciones geomorfológicas, a través del análisis de perfiles topográficos, de la revisión de la Carta Geológica del área Vallenar-Domeyko (Arévalo *et al.*, 2009) y la visualización espacial mediante el programa *Google Earth*.

3.2.3. RESULTADOS

FRENTES TOPOGRÁFICOS

De acuerdo a lo señalado anteriormente, se determinaron dos frentes topográficos (Figura 20). El Frente Topográfico 1 (FT1) se ubica dentro del dominio de la Cordillera de la Costa, al oeste de la Depresión de Domeyko (Figura 20 y Figura 21), y marca, precisamente, la transición de las superficies llanas de la Depresión de Domeyko hacia los altos topográficos ubicados en la Cordillera de la Costa. El Frente Topográfico 2 (FT2) se encuentra en el dominio del Frente de Montaña, en el sector más oriental de la zona de estudio (Figura 20 y Figura 23). Tiene un aspecto en planta marcadamente sinuoso, que delimita los embahiamientos ocurridos en el relieve, al oeste de la topografía relicta.

SUPERFICIES DE BAJO RELIEVE

Se identificaron ocho superficies de bajo relieve: tres de ellas localizadas en la Cordillera de la Costa; otras tres, en la Depresión de Domeyko y, finalmente, sólo dos ubicadas en el Frente de Montaña (Figura 20). La síntesis de los parámetros geomorfológicos que definen cada grupo de superficies de bajo relieve reconocidas en la zona de estudio se presentan en la Tabla 2.

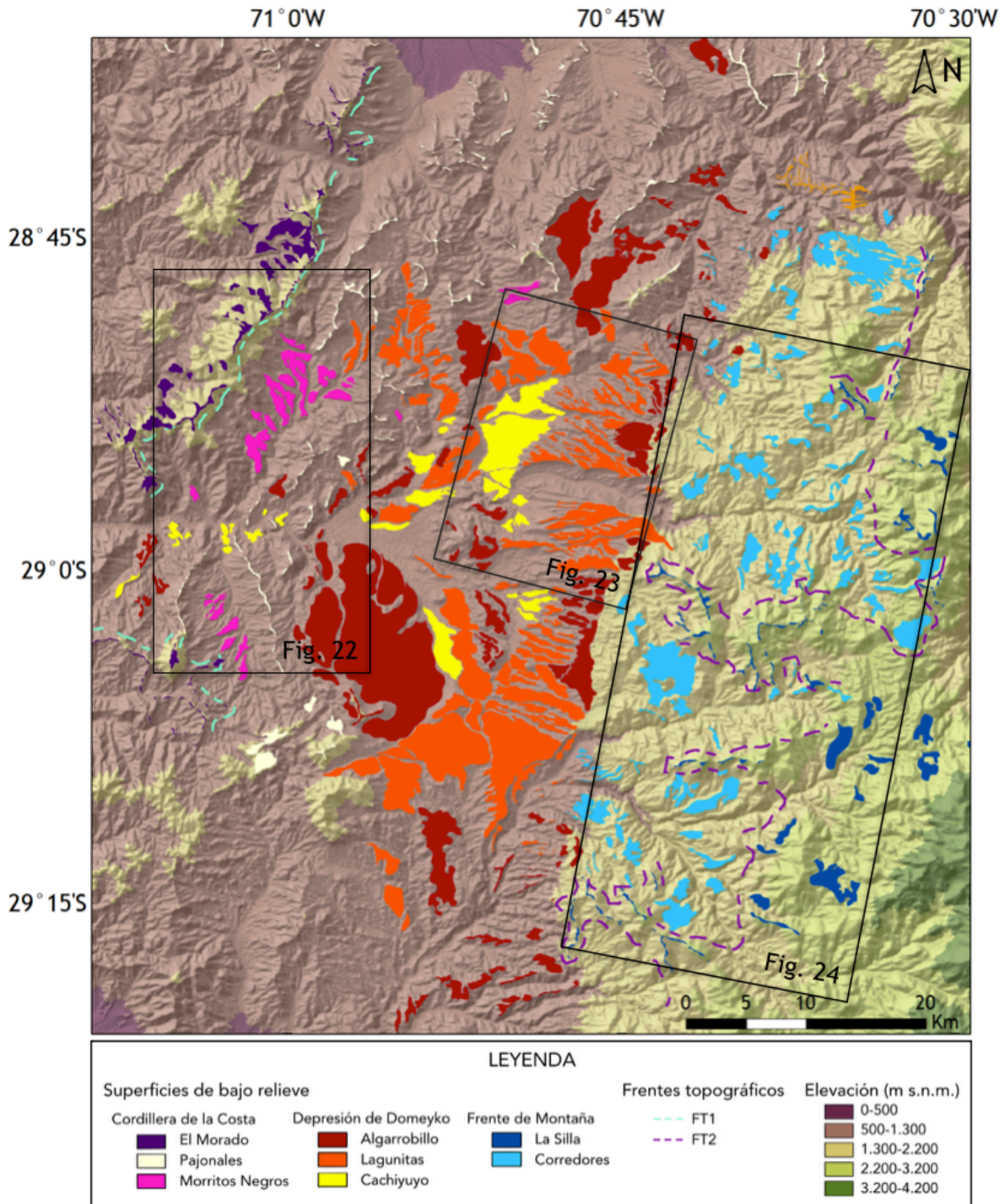


Figura 20: Mapa de las superficies de bajo relieve y frentes topográficos reconocidos en el área de estudio, dispuestos sobre un relieve sombreado en base a un MNE de 90 m de resolución.

Tabla 2: Síntesis de los parámetros geomorfológicos que caracterizan a las superficies de bajo relieve reconocidas en la zona de estudio.

RASGO FISIOGRAFICO	SUPERFICIE	ELEVACIÓN [m s.n.m.]			PENDIENTE		UNIDAD GEOLÓGICA
		MÍNIMA	MÁXIMA	PROMEDIO	PROMEDIO	<20º	
Cordillera de la Costa	El Morado	855	1.891	1.344	10,68º	92,80%	Franja Central (Ki)
	Pajonales	382	1.412	1.010	13,30º	82,63%	Franja Central (Ki)
	Morritos Negros	710	1.196	895	8,28º	98,05%	Depósitos aluviales y coluviales antiguos (Mio-Plio)
Depresión de Domeyko	Algarrobbillo	544	1.490	1.003	6,09º	99,69%	Franja Central-GB, GCh (Ki)
	Lagunitas	699	1.630	1.092	5,2º	99,86%	Gravas de Domeyko (Mioceno Medio)
	Cachiyuyo	564	1.139	876	3,97º	99,96%	Depósitos aluviales y coluviales antiguos (Mio-Plio)
Frente de Montaña	La Silla	1.382	3.277	2.424	11,76º	90,71%	Fm. Cerrillos - F. Oriental (Ks-Paleoceno)
	Corredores	989	2.617	1.766	9,04º	97,96%	Fm. Cerrillos - F. Oriental (Ks)

SECTOR DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

Se reconocieron tres superficies de bajo relieve y un frente topográfico (Figura 21). En el flanco occidental de la Cordillera de la Costa se ubica la Superficie El Morado que está separada de las otras dos superficies (Pajonales y Morritos Negros), por el Frente Topográfico 1. Las superficies El Morado y Pajonales constituyen rasgos antiguos, mientras que la Superficie Morritos Negros constituye un rasgo más joven. Estas superficies serán descritas en orden creciente de altitud.



Figura 21: Imagen satelital donde se indica la distribución de la Superficie Morritos Negros (SMN), la Superficie El Morado (SM), la Superficie Pajonales (SP), y el Frente Topográfico 1 (FT1). Imagen extraída desde Google Earth (2014) con exageración vertical de 2x. Ubicación de la imagen en Figura 20.

SUPERFICIE MORRITOS NEGROS

Esta superficie se desarrolla sobre el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, inmediatamente al este del FT1 (Figura 20 y Figura 21). Tiene un marcado carácter agradacional y se reconoce por estar formada de numerosos conos aluviales de baja pendiente. El sustrato de esta superficie lo constituyen gravas y arenas polimícticas moderadamente consolidadas, asociadas a depósitos aluviales y coluviales antiguos de edad miocena a pleisto-holocena (Arévalo et al., 2009). Posee una elevación promedio de 895 m s.n.m., pero presenta altitudes que varían desde los 700 m en la base de los conos, hasta los 1.200 m en su parte más proximal. En relación a la pendiente, esta alcanza un promedio de 8,3º hacia el este, y un 98,1% del área mapeada presenta valores de pendiente menores a 20º (Tabla 2).

SUPERFICIE PAJONALES

Esta superficie ha sido reconocida constituyendo principalmente sierras de menor altitud dentro del dominio de la Cordillera de la Costa, en su borde nor-oriental (Figura 20 y Figura 21). El sustrato corresponde a diversos tipos de litologías que incluyen unidades volcano-sedimentarias de la Formación Punta del Cobre y unidades intrusivas pertenecientes tanto al Complejo Plutónico La Higuera como a Pórfidos Hipabisales Microgranodioríticos de edad cretácica.

En términos morfológicos consiste, principalmente, en sierras elongadas en dirección NNE, paralelas a la Cordillera de la Costa, con alturas que varían entre los 382 m y los 1.412 m, con un promedio de 1.010 m de altitud. En términos de pendiente, presenta un promedio de 13,3º; alcanzando un 82,6% del área mapeada con valores de pendiente menores a 20º (Tabla 2).

SUPERFICIE EL MORADO

Reconocida sobre las más altas cumbres de la Cordillera de la Costa, corresponde a la superficie más occidental reconocida en toda la zona de estudio (Figura 20 y Figura 21). Se reconoce como una superficie relictiva, desarrollada sobre un extenso complejo plutónico de edad cretácica. Oscila entre los 850 y los 1.800 m s.n.m.,

alcanzando un promedio de 1.344 m de elevación. En términos de pendiente, alcanza 10,7º en promedio; con un 92,8% del área mapeada con valores de pendiente menores a 20º (Tabla 2).

SECTOR DE LA DEPRESIÓN DE DOMEYKO

La Depresión de Domeyko reúne en su conformación rasgos agradacionales y degradacionales, representados en tres superficies de bajo relieve: Cachiyuyo, Lagunitas y Algarrobligo (Figura 22). Las dos primeras corresponden a superficies agradacionales, de poco espesor y de gran extensión areal que se desarrollan una encajada respecto de la otra. La Superficie Cachiyuyo se dispone encajada en la Superficie Lagunitas y la Superficie Algarrobligo, de carácter degradacional, constituye la superficie sobre la cual se depositaron los sedimentos de la Superficie Lagunitas.

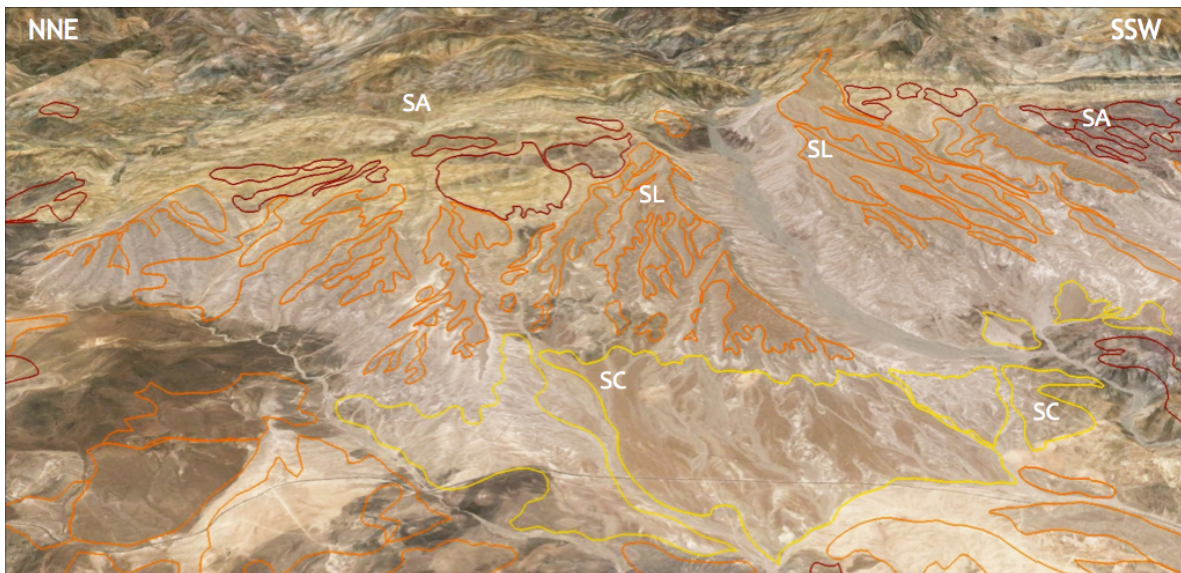


Figura 22: Imagen satelital donde se indica la distribución de las superficies Cachiyuyo (SC), Lagunitas (SL) y Algarrobligo (SA). Imagen extraída desde Google Earth (2014). Ubicación de la imagen en Figura 20.

SUPERFICIE CACHIYUYO

Ubicada en la parte central de la Depresión de Domeyko (Figura 20 y Figura 22), corresponde a la superficie de menor altitud reconocida en la zona de estudio. Tiene un marcado carácter agradacional, en donde los efectos de la incisión actual no impiden que se reconozca un alto grado de preservación. Su disposición respecto al fondo de

valle actual presenta una diferencia de 20 m, en promedio; y respecto a la Superficie Lagunitas, más alta, una diferencia de altitud cercana a los 50 m. Se desarrolla sobre depósitos aluviales y coluviales antiguos, en donde las relaciones de contacto determinan una edad miocena superior-pliocena (Arévalo et al., 2009).

En términos de altitud respecto al nivel del mar, éstas aumentan en forma gradual hacia el este, con una elevación media de 876 m s.n.m. y elevaciones mínima y máxima de 564 y 1.140 m s.n.m., respectivamente. En términos de pendiente, presenta un valor promedio de 4º cayendo hacia el oeste. Adicionalmente, se tiene que un 99,96% del área mapeada presenta valores de pendiente menores a 20º (Tabla 2).

SUPERFICIE LAGUNITAS

Con un marcado carácter agradacional, esta superficie se desarrolla a lo largo de toda la Depresión de Domeyko (Figura 20 y Figura 22). A diferencia de la Superficie Cachiyuyo, se reconoce una amplia distribución de la incisión que determina la red de drenaje actual. En términos litológicos, se desarrolla exclusivamente sobre las Gravas de Domeyko (Mioceno Medio), definidas como depósitos aterrazados de gravas y arenas con intercalaciones de limolitas (Arévalo et al., 2009). Las elevaciones en las que se reconoce esta superficie aumentan en forma gradual hacia el este, con un valor mínimo de 700 m, un valor máximo de 1630 m y un valor medio de 1.090 m s.n.m. Posee una pendiente media de 5.2º, cayendo al oeste, y posee un 99,8% del área mapeada con valores menores a 20º de pendiente (Tabla 2).

En términos generales, se encuentra limitada al norte y oeste por la Superficie Pajonales y, al este, por la Superficie Corredores. Presenta una diferencia de altitud de 50 m con la Superficie Cachiyuyo, que se presenta en forma encajada a la Superficie Lagunitas, y de 20 m con la Superficie Algarrobillito, la cual constituye el lecho sobre el que se desarrolló la depositación de las Gravas de Domeyko, cuyo techo constituye la Superficie Lagunitas.

SUPERFICIE ALGARROBILLO

En términos espaciales, esta superficie presenta una amplia dispersión en la Depresión de Domeyko (Figura 20 y Figura 22), y se desarrolla sobre rocas volcánicas y sedimentarias de la formación Punta del Cobre y del Grupo Bandurrias.

Se dispone a una elevación media de 1.000 m s.n.m., pero incluye altitudes que oscilan entre los 550 y los 1.500 m, las cuales, al igual que las dos superficies anteriores, aumentan su altura en forma gradual y homogénea hacia el este. En el sector nor-oriental se encuentra rodeada por la Superficie Pajonales. En términos de pendiente, presenta un promedio de 6,6° y un 99,6% del área mapeada presenta valores de pendiente menores a 20° (Tabla 2).

SECTOR DEL FRENTE DE MONTAÑA

Dentro del dominio del Frente de Montaña se identificaron dos superficies de bajo relieve: las superficies Corredores y La Silla, separadas entre sí por el Frente Topográfico 2 (FT2) (Figura 23).

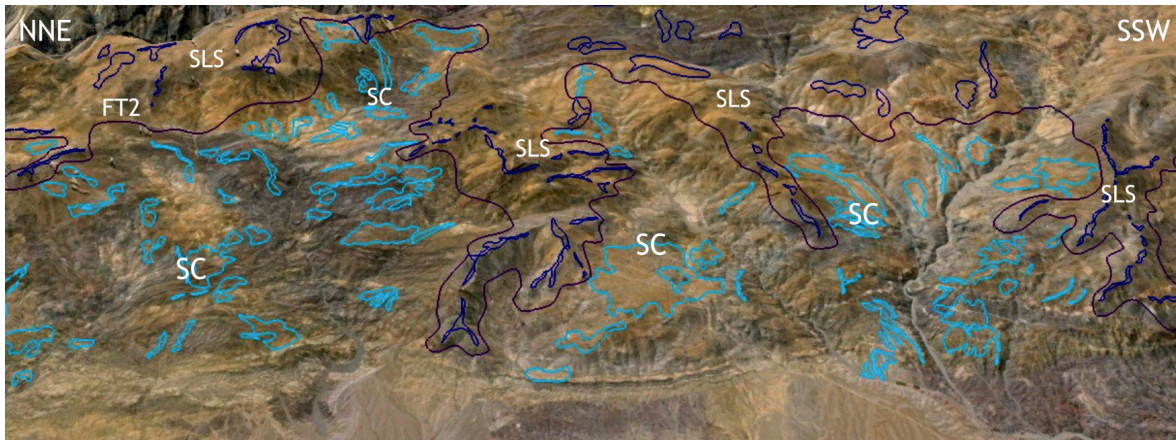


Figura 23: Imagen satelital donde se indica la distribución de la Superficie Corredores (SC), la Superficie La Silla (SLS) y el Frente Topográfico 2 (FT2), a lo largo de la zona de estudio. Imagen extraída desde Google Earth (2014). Ubicación de la imagen en Figura 20.

SUPERFICIE CORREDORES

Ubicada inmediatamente al este de las superficies Algarrobillo Y Lagunitas, corresponde a la superficie más occidental dentro del dominio del Frente de Montaña

(Figura 20 y Figura 23). Se presenta como una superficie relictas, con un alto grado de incisión, desarrollada escasamente sobre depósitos del Grupo Chañarcillo (Cretácico Inferior), y ampliamente sobre los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la Formación Cerrillos (Cretácico) y los cuerpos plutónicos de la unidad Monzodioritas de Rodados Negros (Cretácico Superior), definida por Arévalo et al. (2009).

Las altitudes en las que se reconoce esta unidad oscilan entre los 1.000 y los 2.600 m de altura, con un promedio de 1.767 m s.n.m. Hacia el este, presenta un desnivel cercano a los 400 m de la Superficie La Silla, configurando el FT2. En términos de pendiente, cuenta con un promedio de 9° , cayendo al oeste, y presenta un 98% del área mapeada con valores de pendiente menores a 20° (Tabla 2). La forma en que se emplaza esta superficie permite reconocerla como una superficie encajada a la Superficie La Silla (Figura 24).

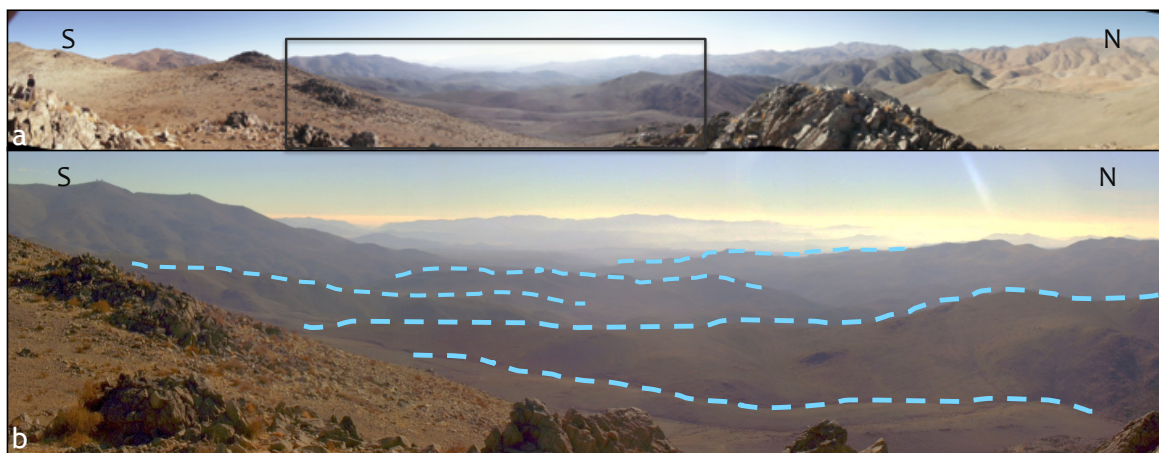


Figura 24: a. Vista panorámica hacia el oeste, en donde se observa la disposición de la Superficie Corredores, b. Detalle de la disposición de la Superficie Corredores.

SUPERFICIE LA SILLA

Reconocida en las sierras de mayor altitud dentro del dominio del Frente de Montaña (Figura 20 y Figura 23), esta superficie se configura como una superficie relictas, escasamente conservada, ubicada topográficamente más arriba de la Superficie Corredores (Figura 25). El sustrato sobre el que se desarrolla lo constituyen tanto unidades volcano-sedimentarias de la Formación Cerrillos, como diversos cuerpos intrusivos de edad cretácica superior (Figura 26).

Las elevaciones a las que se encuentra esta superficie oscilan entre los 1.400 y los 3.200 m s.n.m., con un promedio de 2.400 m. Presenta un desnivel cercano a los 400 m con la Superficie Corredores, constituyendo el FT2. En algunos segmentos, los relictos de esta superficie se extienden hacia la conjunción del Frente de Montaña con la Depresión de Domeyko, en donde presentan un desnivel respecto a las superficies Algarrobbillo y Lagunitas, de 300 m. Tiene un promedio de 11,8% de pendiente, que cae al oeste, y cuenta con un 90,7% del área mapeada con valores de pendiente menores a 20° (Tabla 2). El modo de ocurrencia de esta superficie permite reconocerla como un plano discontinuo que se inclina hacia el oeste, proyectado en los altos topográficos bajo los cuales tendría lugar el encajonamiento de la Superficie Corredores.

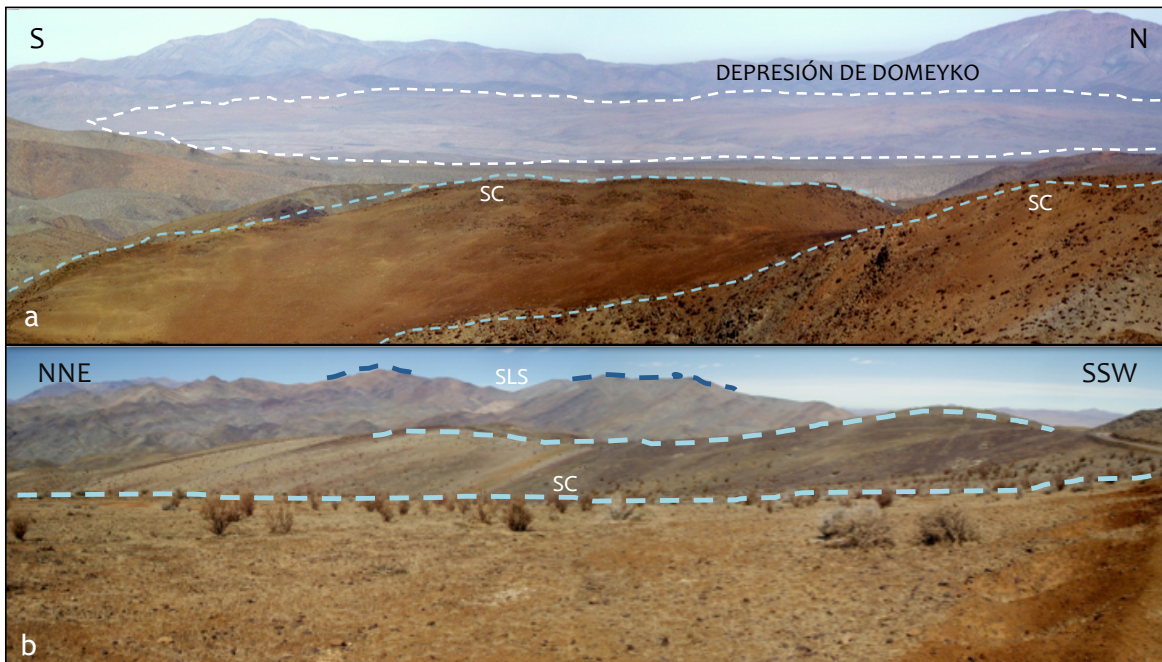


Figura 25: a. Vista al oeste. Se observa la Depresión de Domeyko limitada al oeste por la Cordillera de la Costa y limitada al este por el Frente de Montaña, b. Vista hacia el este. Se observa la Superficie Corredores (SC), desarrollada en suaves llanos, y la Superficie La Silla (SLS), desarrollada en las altas cumbres de la Cordillera Frontal.



Figura 26: Se reconoce la Superficie La Silla (SLS), desarrollada sobre intrusivos paleocenos; y la Superficie Corredores (SC), desarrollada en las rocas volcánicas cretácicas de la Formación Cerrillos.

3.2.4. SÍNTESIS DOMINIO DE INTERFLUVIOS

A partir de los parámetros geomorfológicos descritos se deduce que las superficies que constituyen rasgos más longevos se concentran en la Cordillera de la Costa y en el Frente de Montaña (superficies El Morado y La Silla, respectivamente). Sin embargo, también se observan relictos de antiguas superficies en la Depresión de Domeyko (superficies Pajonales y Algarrobito), parcialmente cubiertas por depósitos neógenos. La Superficie Pajonales se constituye de numerosas sierras aisladas mientras que la Superficie Algarrobito corresponde al sustrato sobre el que tiene lugar la sedimentación. La Superficie Pajonales, al igual que la Superficie Algarrobito, constituyen rasgos geomorfológicos relictos de un antiguo proceso aplanador del relieve. Esta relación geomorfológica indicaría que las zonas más altas de la Superficie La Silla que se encuentran preservadas en los interfluvios del Frente de Montaña, se correlacionan con la Superficie Pajonales.

Los rasgos más recientes se concentran en la Depresión de Domeyko (superficies Lagunitas, Cachiyuyo y Morritos Negros) y en las partes más bajas del Frente de Montaña (Superficie Corredores). Tanto la Superficie Corredores como el Frente Topográfico 2, se desarrollaron por la incisión de la Superficie La Silla (Figura 27), en un contexto de pediplanización que, por un lado, excavó los relieves elevados asociados a la Superficie La Silla, dando lugar a superficies degradacionales como la Superficie Corredores y que, por otro lado, desarrolló una acumulación de detritos en el

pedemonte, dando lugar al desarrollo de la Superficie Lagunitas, siendo estas dos superficies (Corredores y Lagunitas) correlacionables geomorfológicamente. Por otro lado, las superficies Cachiyuyo y Morritos Negros representan superficies de edades más recientes, asociadas a un descenso del nivel de base, la re-excavación de rasgos antiguos y la acumulación progresiva de sedimentos en el pedemonte (Figura 27).

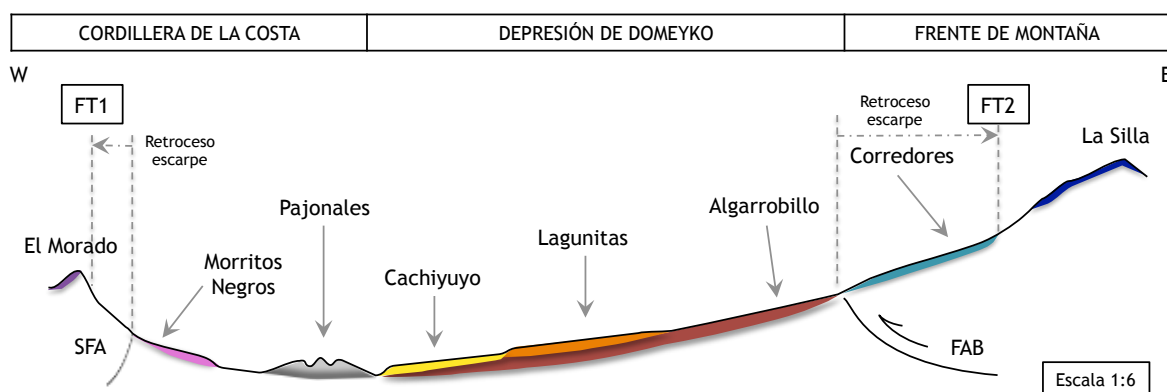


Figura 27: Perfil esquemático donde se indican los principales rasgos geomorfológicos reconocidos en la zona de estudio que incluyen superficies de bajo relieve y frentes topográficos. También se señalan las zonas de influencia del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y de la Falla Agua de los Burros (FAB).

4. RECONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE

El estudio de los relictos de superficies de bajo relieve permite tener ideas más claras en relación a la configuración de los paleo-relieves a los que estas superficies hacen referencia. En este sentido, existen herramientas digitales cuyo manejo permite reconstruir el paisaje de acuerdo a ciertos parámetros de entrada. En esta sección, a partir del mapeo de las superficies de bajo relieve realizado en la sección anterior y con el uso adecuado de modelos numéricos, se trabajará en dicha reconstrucción del relieve. Esta reconstrucción permitirá reconocer tanto la paleogeografía como los volúmenes de incisión que explican la configuración del relieve actual. Este resultado permitirá, finalmente, estimar las tasas de erosión que caracterizan a la zona de estudio. La metodología consiste en reconstruir las superficies envolventes para, posteriormente, cuantificar los volúmenes de incisión. Ya que el objetivo de este trabajo es estudiar la

evolución del Frente de Montaña, los cálculos serán restringidos al área comprendida por tres pequeñas cuencas ubicadas en este dominio fisiográfico.

4.1. RECONSTRUCCIÓN DE SUPERFICIES

La reconstrucción de las superficies se lleva a cabo mediante la interpolación de los valores de altitud de los relictos de las superficies seleccionadas. Este proceso se desarrolló íntegramente en el programa ArcGIS 10.1 mediante la ejecución de tres pasos: (1) Selección de los parámetros de entrada; (2) Extracción de los valores de altitud de los puntos seleccionados, y (3) Interpolación de los valores de altitud.

Los parámetros de entrada son los puntos a partir de los cuales se obtienen los valores de altitud para realizar la interpolación, y corresponden a los vértices que conforman cada polígono mapeado de la superficie seleccionada. Luego, para asignar valores de altitud a los puntos seleccionados anteriormente, se realiza una extracción de valores de altitud desde el MNE. Finalmente, la interpolación de los datos se lleva a cabo a partir del método *Natural Neighbor* (Sibson, 1981).

A pesar de que la reconstrucción de superficies se centra en el Frente de Montaña, para obtener mejores resultados es necesario incorporar, en los parámetros de entrada, los datos de aquellas superficies ubicadas fuera de esta unidad fisiográfica con las que se correlacionan las superficies del Frente de Montaña. Los relictos de la Superficie La Silla se correlacionan geomorfológicamente con los relictos de la Superficie Pajonales, como se observa en la Figura 28 (a), dando como resultado el paleo-MNE de la Figura 28 (b). Del mismo modo, como se observa en la Figura 29 (a), la Superficie Corredores se correlaciona con la Superficie Lagunitas, dando como resultado el paleo-MNE de la Figura 29 (b).

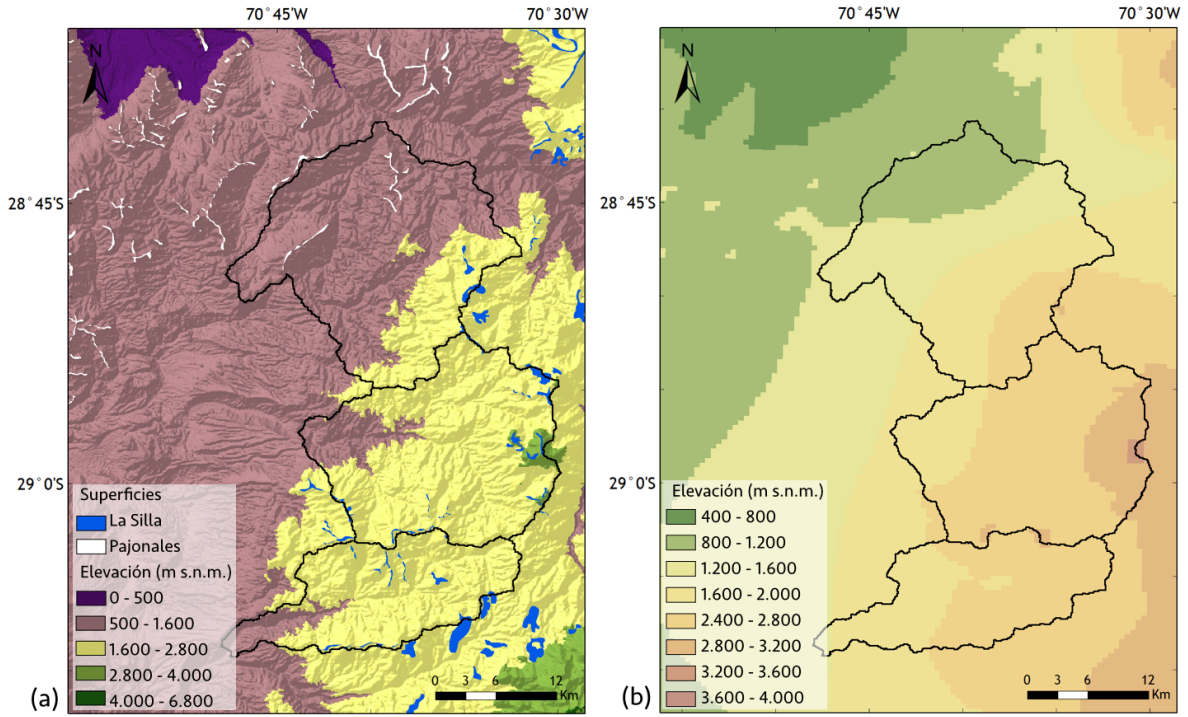


Figura 28: (a) Superficies de bajo relieve utilizadas para obtener la superficie envolvente La Silla-Pajonales.(b) Paleo-MNE obtenido por la interpolación de las superficies La Silla y Pajonales.

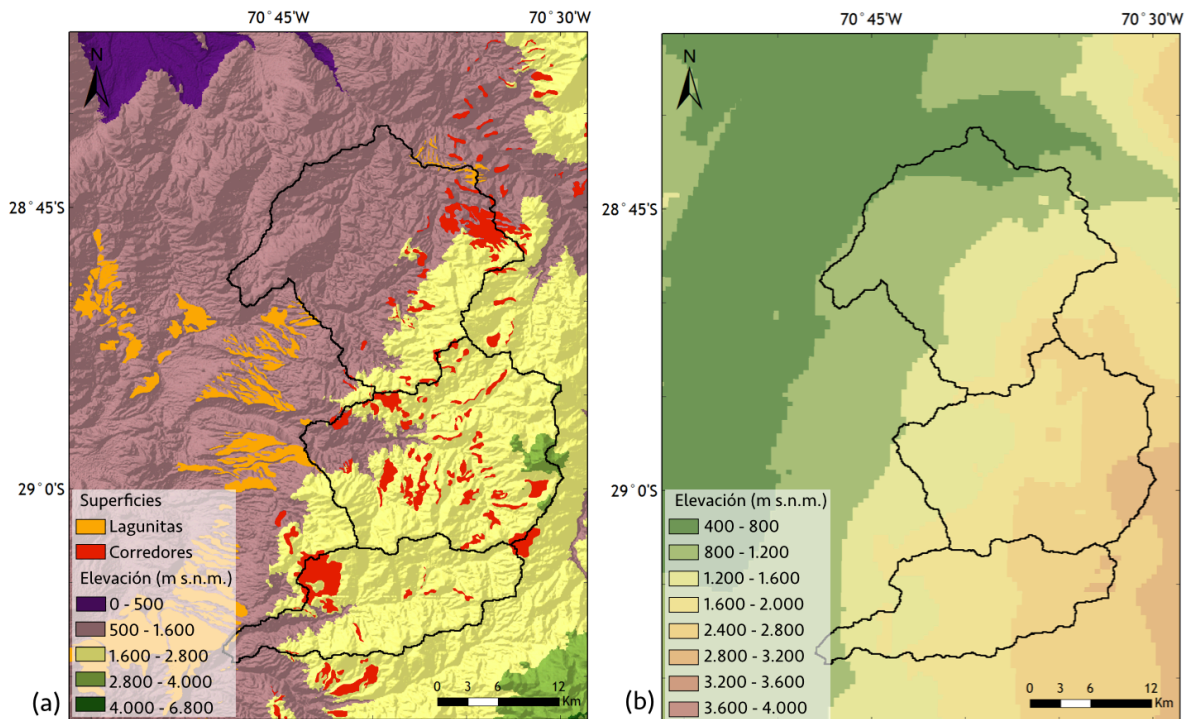


Figura 29: (a) Superficies de bajo relieve utilizadas para obtener la superficie envolvente Corredores-Lagunitas.(b) Paleo-MNE obtenido por la interpolación de las superficies Corredores y Lagunitas.

4.2. VOLUMEN DE INCISIÓN

Para calcular el volumen de incisión es necesario hacer diversas operaciones matriciales que involucran al MNE actual y a los paleo-MNE asociados a las superficies envolventes obtenidas por la interpolación. Estas operaciones consisten en restar a cada superficie envolvente (o paleo-MNE) el modelo de elevación que representa un estadio posterior, es decir, a la envolvente La Silla-Pajonales se le extraen los valores de la envolvente Corredores-Lagunitas y a esta última se le extraen los valores del MNE que representa la topografía actual. Al considerar sólo los valores positivos de esta operación se obtiene un Modelo Numérico de Incisión (MNI), en el cual cada pixel representa la profundidad de la incisión que afectó a cada superficie envolvente.

La Figura 30 (a) y (b) muestra los Modelos Numéricos de Incisión (MNI) de las superficies envolventes La Silla-Pajonales y Corredores-Lagunitas, respectivamente. La obtención de este modelo numérico de incisión permite el cálculo de volúmenes incididos de modo que el volumen de roca removido de la superficie envolvente La Silla-Pajonales es de 190 km^3 , mientras que el volumen de roca removido de la superficie envolvente Corredores-Lagunitas es de $78,68 \text{ km}^3$.

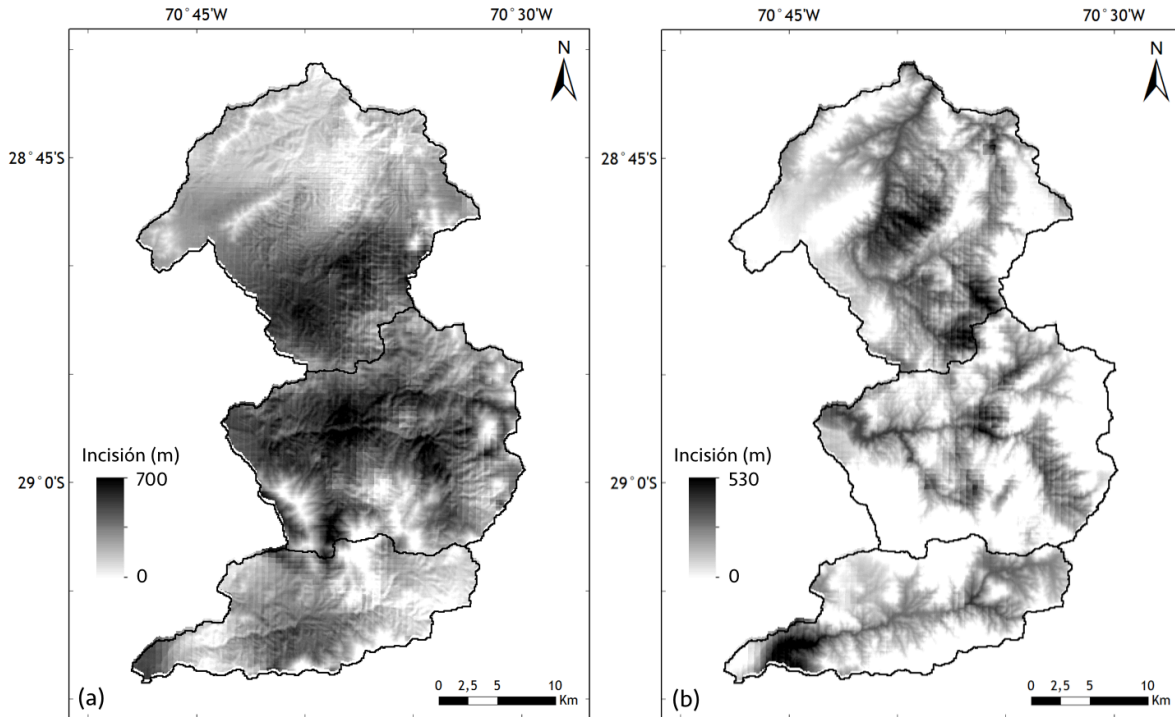


Figura 30: Modelos numéricos de incisión (MNI) de las superficies envolventes La Silla-Pajonales (a) y Corredores-Lagunitas (b) restringidos a las cuencas del Frente de Montaña.

5. DISCUSIONES

5.1. CONFIGURACIÓN DEL FRENTE DE MONTAÑA

En base a un análisis morfométrico, Aguilar et al. (2013) sugieren que el Frente de Montaña, a la latitud del valle del Huasco, es una unidad fisiográfica madura en términos geomorfológicos, que se habría configurado durante el Oligoceno y el Mioceno inferior. Este período coincidiría con el inicio del alzamiento relativo de la Cordillera Frontal en relación a la Cordillera de la Costa (*e.g.* Cembrano et al., 2003; Charrier et al., 2005). Nuevos antecedentes termocronológicos indicarían que el Frente de Montaña, al norte de los 31°S, incluyendo la zona de estudio, se habría configurado principalmente antes del Oligoceno, durante los pulsos de alzamiento asociados a la Fase de Deformación Incaica del Ciclo Andino (Rodríguez, 2014).

Rodríguez et al. (2014) sugieren que la deformación durante el Mioceno en el Frente de Montaña se desarrolló de manera discreta, acomodada por la reactivación de fallas normales asociadas a los bordes de cuenca mesozoicas. Entre estas fallas, la Falla Agua de los Burros, de carácter normal, se habría reactivado como falla inversa entre el Maastrichtiano y el Mioceno inferior (Arévalo et al., 2009), aunque Rodríguez et al. (2014) restringen un último episodio de actividad al Mioceno inferior. Esta falla es de particular relevancia en este estudio ya que su actividad sería, en parte, responsable de la configuración actual del Frente de Montaña, asociado a un alzamiento tardío de la Cordillera Frontal en relación con la Cordillera de la Costa.

Superficies altas y de bajo relieve y pendiente localizadas en el Frente de Montaña, al este de la Falla Agua de los Burros, han sido interpretadas como relictos de superficies que, antes de su alzamiento y degradación, constituían un paleo-relieve semiplano envolvente (Rodríguez et al., 2014). Estas superficies están representadas por los relictos agrupados en dos superficies: La Silla y Corredores. La Superficie La Silla está constituida por relictos en forma de sierras que se desarrollan, fundamentalmente, sobre las secuencias volcánicas de la Fm. Cerrillos, y por planicies labradas en los cuerpos intrusivos cretácicos y paleocenos (Tabla 2). La Superficie Corredores está compuesta por planicies que se desarrollan tanto en las secuencias volcánicas de la Fm. Cerrillos como en los cuerpos intrusivos de la Franja Oriental, ambos de edad cretácica superior (Tabla 2). Es en los cuerpos intrusivos donde ambas superficies se preservan de mejor manera lo que indica que, si bien, no habría un control litológico en la formación de estas superficies, esto sí ocurriría en la preservación de la mismas.

La Superficie La Silla se encuentra separada de la Superficie Corredores por el Frente Topográfico 2, que evidencia el encajonamiento de la Superficie Corredores respecto a la Superficie La Silla. El Frente Topográfico 2 tiene una traza sinuosa que se desarrolla al este de la traza de la Falla Agua de los Burros pero que coincide, en sus segmentos más occidentales, con la traza de dicha falla. En efecto, relictos del escarpe de falla aun se preservan en la zona de estudio, los que corresponden al relieve de 300

m que separa, en zonas puntuales, la Superficie Algarrobillo de la Superficie La Silla. Considerando que la Superficie Corredores tiene un gradiente regional hacia el oeste, se puede interpretar que este frente topográfico constituye el retroceso, por incisión y pedimentación, del escarpe de la Falla Agua de los Burros, evidenciado por los sucesivos embahiamientos que se reconocen de la Superficie Corredores respecto a la Superficie La Silla. Luego, gran parte del escarpe de falla, asociado a la actividad miocena de la Falla Agua de los Burros, ha sido degradado por procesos de pedimentación que dieron lugar a la Superficie Corredores y al Frente Topográfico 2. La disposición de este frente topográfico y de la Superficie Corredores permiten interpretarlos como elementos geomorfológicos (laderas y fondos de valle, respectivamente) de paleo-valles anchos que ingresaban a la Cordillera Frontal desde la Depresión de Domeyko. Esto determina un control estructural, de primer orden; y erosivo, de segundo orden, en la configuración del Frente de Montaña en esta latitud.

De acuerdo al análisis de canales de la Sección 3, en el Frente de Montaña se identificó la presencia de un knickpoint que, a diferencia de los que se encontraron en los dominios de la Depresión de Domeyko y de la Cordillera de la Costa, su origen no se explica a partir de confluencia de canales o variaciones litológicas. Aguas abajo de este knickpoint se observa un perfil de thalweg en equilibrio, ajustado al nivel de base actual. Sin embargo, aguas arriba de este knickpoint se observa la morfología de un valle colgado que no está ajustado al nivel de base actual. Si bien la Falla Agua de los Burros se localiza aguas debajo de este knickpoint, no se le puede atribuir responsabilidad en el estímulo erosivo que desajustó el canal, ello considerando que las Gravas de Domeyko (>9 Ma) se encuentran sellando este sistema de fallas. Por otro lado, si se considera que las Gravas de Domeyko representarían una acumulación confinada a una cuenca cerrada, y que esta cuenca se encuentra actualmente abierta hacia el océano, se plantea que el cambio de nivel de base –al que el Canal Principal no ha terminado de ajustarse– tiene su origen en la apertura de la cuenca hacia el oeste, que habría ocurrido después de la acumulación de las Gravas de Domeyko, es decir, posterior a los 9 Ma. Una vez

conectada la cuenca con el océano, desde la costa habrían migrado pulsos erosivos que incidieron la Superficie Corredores, configurando los canales actuales.

5.2. EDAD DE LAS SUPERFICIES DEL FRENTE DE MONTAÑA

La edad U-Pb en circones, obtenida a partir de un granitoide del Eoceno cortados por la Superficie La Silla, es de $48,1 \pm 0,4$ Ma (Emparán y Pineda, 2006), lo que indica que la formación y degradación de esta superficie es posterior a esta edad. Unos 300 km más al sur, cerca de la localidad de Illapel, la edad mínima para la formación de la Superficie La Silla se puede establecer a partir de la datación U-Pb en circones de una toba que cubre dicho pediplano, siendo esta de $19,8 \pm 0,3$ Ma (Rodríguez et al., 2014). Adicionalmente, unos 2 km más al sur de este sitio de muestreo, un flujo andesítico de edad K-Ar de $17,3 \pm 1,4$ Ma se encuentra cubriendo esta toba (Rivano y Sepúlveda, 1991). Debido a que, a diferencia de las tobas, los flujos de lava no son capaces de sobrepasar los valles, se concluye que la Superficie La Silla estaba conectada a su nivel de base cuando ambos depósitos cubrían la superficie, es decir, antes del Mioceno inferior.

Unos 150 km más al sur, cerca de la localidad de Andacollo, Rodríguez et al. (2014) dataron muestras de una ignimbrita ubicada en la cima de la Superficie Algarrobbillo, obteniendo edades U-Pb en circones de $20,9 + 0,5 / - 0,8$ y $18,4 + 0,8 / - 1,0$ Ma. Estos resultados son muy similares a los obtenidos en la datación de la toba encontrada sobre la Superficie La Silla, lo que podría indicar dos opciones: (1) Que las superficies La Silla y Algarrobbillo conformaban el mismo pediplano, que fue sellado por la toba y luego dislocado por una falla, o (2) que la depositación de la toba fue posterior a la formación de ambas superficies. Sin embargo, la presencia de el flujo andesítico de edad K-Ar de 17,3 Ma dispuesto sobre los depósitos de toba de la Superficie La Silla, sumado al hecho de que la Superficie Algarrobbillo sirvió de depocentro de las Gravas de Domeyko (de edad miocena), apoyan fuertemente la idea de que las superficies La Silla y Algarrobbillo constituían un mismo pediplano.

Rodríguez et al. (2014) indican que la dislocación que separa la Superficie Algarrobbillo de la Superficie La Silla fue acomodada por la actividad de la Falla Agua de los Burros. Producto de la dislocación de estas superficies se habría originado un frente topográfico, hoy degradado, que limitaría un relieve alzado, al este de la falla, en relación al oeste. El relieve alzado sería denudado por los procesos de retroceso de escarpe y pedimentación, dando lugar a la Superficie Corredores y al Frente Topográfico 2, mientras que en el relieve yacente del oeste se depositaron las Gravas de Domeyko, cuyo techo está representado por la Superficie Lagunitas. El espesor de las gravas disminuye progresivamente de oeste a este, dando paso a una superficie de escasa a nula cobertura de gravas, correspondiente a la Superficie Algarrobbillo. Esta descripción responde a un modelo de pedimentación asociado a un frente de montaña, donde el aplanamiento se ve favorecido por la agradación de sedimentos en el piedemonte que mantienen un nivel de base local relativamente alto (Dohrenwend y Parsons, 2009).

Rodríguez et al. (2014) documentan que la Superficie Corredores se desarrolló después de los 17 Ma, considerando la relación de encajonamiento que la Superficie Corredores guarda con la Superficie La Silla. Una edad U-Th/He de un intrusivo cretácico cortado por la Superficie Corredores, indica un enfriamiento a temperaturas inferiores a los 70° C a los 18 Ma, lo que podría estar relacionado a la denudación que degradó la Superficie La Silla y que, finalmente, forma la Superficie Corredores (Aguilar, comunicación verbal). Si bien, aun no se desarrollan modelos t-T, esta edad resulta relevante dado que registra un pulso de denudación Mioceno que no había sido registrado aun en el Frente de Montaña a estas latitudes. Paralelamente, la erosión ligada a la configuración de la Superficie Corredores se condice con la acumulación de las Gravas de Domeyko, a los pies del Frente de Montaña, las que de acuerdo a correlaciones regionales tendrían una edad miocena media (17-9 Ma).

Hacia el límite norte de la zona de estudio, al sur del Embalse Santa Juana, la traza de la Falla Agua de los Burros se encuentra cubierta por las Gravas de Atacama, de edad Miocena. La disposición morfológica de esta lengua, que se ensancha

precisamente al oeste de la traza de la Falla Agua de los Burros, permite inferir que su deposición ocurrió en forma posterior a la actividad de la falla, lo que es concordante con el modelo de pedimentación planteado para el Frente de Montaña.

La incisión que, por un lado, denuda la porción occidental de la Cordillera Frontal (Frente de Montaña) y que, a su vez, genera la depositación de las Gravas de Domeyko, podría ocurrir en respuesta a un pulso de alzamiento ocurrido en el Mioceno inferior que fue acomodado, al menos en parte, por la actividad de la Falla Agua de los Burros. El incremento de la deformación del Mioceno inferior se correlaciona con el incremento de la tasa de convergencia posterior al quiebre de la placa Farallón en las placas de Nazca y Cocos (Charrier et al., 2009; Rodríguez et al., 2014).

La incisión actual de la Superficie Corredores se asociaría a un descenso del nivel de base, en el que pueden haber influenciado factores locales o regionales no excluyentes. Se tienen antecedentes de un alzamiento regional del antearco, en el Mioceno superior, reconocido en el norte de Chile (Hoke et al., 2007; Hoke and Garziona, 2008); al sur del Desierto de Atacama (Riquelme et al., 2007) y en Chile Central, entre los 33 y los 35°S (Farías et al., 2008; Makshev et al., 2009). También se puede considerar la alternativa de un descenso local del nivel de base, asociado a la apertura de la Depresión de Domeyko hacia el oeste, que da lugar a la conexión de la cuenca con el Océano Pacífico. Episodios de enriquecimiento supérgeno registrados en la formación de alunita supérgena en la Superficie Algarrobbillo, entre los 5 y los 7 Ma (Creixell et al., 2012), indicarían que la incisión que daría lugar a la formación de la Superficie Cachiyuyo, en la Depresión de Domeyko, y a los valles actuales, en el Frente de Montaña, se habría iniciado en el Mioceno tardío.

5.3. TASAS DE EROSIÓN Y EVOLUCIÓN DEL FRENTE DE MONTAÑA

Según los antecedentes cronológicos, la erosión asociada a la formación del Frente Topográfico 2 y de la Superficie Corredores se habría desarrollado entre los 17 Ma, correspondiente a la edad de formación del escarpe de la Falla Agua de los Burros; y los 9 Ma, correspondiente a la edad del término de la depositación de las gravas. Considerando este rango de edad y el volumen erodado de la Superficie La Silla (190 km^3), se obtiene una tasa de erosión de 24 m/Ma para esta etapa de incisión (Tabla 3). Del mismo modo, considerando los datos cronológicos de la Superficie Corredores y el volumen erodado que afectó a esta superficie ($78,68 \text{ km}^3$), las tasas de erosión calculadas para los últimos 7-5 Ma oscilan entre los 13 y los 18 m/Ma, es decir, en un mismo orden de magnitud pero más bajas que en el período anterior (Tabla 3).

Las tasas de erosión miocenas calculadas en este trabajo son comparables a aquellas documentadas en la Cordillera Frontal del Valle del Huasco por Aguilar et al. (2011) entre los 17 y los 12 Ma (Tabla 3). Estas tasas de erosión registran un descenso entre el primer y el segundo pulso erosivo, lo cual se atribuye a una respuesta temprana del paisaje a un alzamiento de la Cordillera Frontal que involucró un proceso de pediplanización que habría comenzado antes de los 17 Ma (Aguilar et al., 2011). Hacia al norte, tasas de erosión calculadas en el Desierto de Atacama por Riquelme et al. (2008) en los últimos 10 Ma son similares a las obtenidas para la incisión que afectó a la Superficie Corredores en el Mioceno Superior y, más al norte, a los pies de la Precordillera, en los $24^{\circ}15'S$, una tasa de erosión de 9,5 m/Ma fue propuesta por Alpers y Brimhall (1988), para los últimos 8,7 Ma. Estos datos permiten afirmar que los resultados obtenidos en este trabajo son consistentes con resultados presentados en otros estudios.

Tabla 3: Resultados del cálculo de tasas de erosión en el Frente de Montaña. La incisión vertical media corresponde al volumen erodado normalizado por el área de la cuenca, en metros. ^(1,2): Tasas de erosión obtenidas por Aguilar et al. (2011) y Riquelme et al. (2008), respectivamente.

Dominio Fisiográfico	Etapas de incisión	Edad inicio (Ma)	Edad término (Ma)	Área de la cuenca (km ²)	Volumen erodado (km ³)	Incisión vertical media (m)	Tasa de incisión (m/Ma)
Frente de Montaña	Corredores	7	5	872	79	90	13-18
	La Silla	18	9	872	190	218	24
Cordillera Frontal ¹	Azufrera-Torta	14	12,4	278	11	40	5-16,6
	Frontera Deidad	17	15	278	8	30	6,5-30
Precordillera ²	San Andrés	10	-	1055	77	73	7,33±1,6
	El Salado	10	-	232	32	138	13,59±1,9

Para explicar la disminución de las tasas de erosión en la evolución de un paisaje se han esgrimido causales climáticas como la aridización del clima (Nalpas et al, 2008), o tectónicas (Riquelme et al., 2003; 2007). Sin embargo, antes de incorporar otros factores regionales es necesario entender cómo es la evolución propia de un pediplano. Existen modelos de evolución de pedimentos (*e.g.* Dohorenwend et al., 1986), en donde la incisión de las zonas elevadas (cimas y flancos superiores) es considerablemente mayor a la incisión que tiene lugar en los flancos inferiores y en las áreas proximales al piedemonte, alcanzando rangos entre 20 y 35 m/Ma, y entre 5 y 20 m/Ma, respectivamente (Figura 31). Este modelo considera que las áreas más elevadas son fuertemente erosionadas en forma temprana, mientras que las zonas menos elevadas tienden a permanecer en un estado más cercano al equilibrio, a largo plazo, debido a que el piedemonte actúa como un nivel de base local para la parte más proximal, disminuyendo así su fuerza erosiva aguas arriba (Dohrenwend y Parsons, 2009). Así, la disminución de las tasas de erosión en un sistema erosivo basado en un proceso de pediplanización es suficiente para explicar la disminución de las tasas que se observan en este trabajo, así como las documentadas por Aguilar et al. (2011).

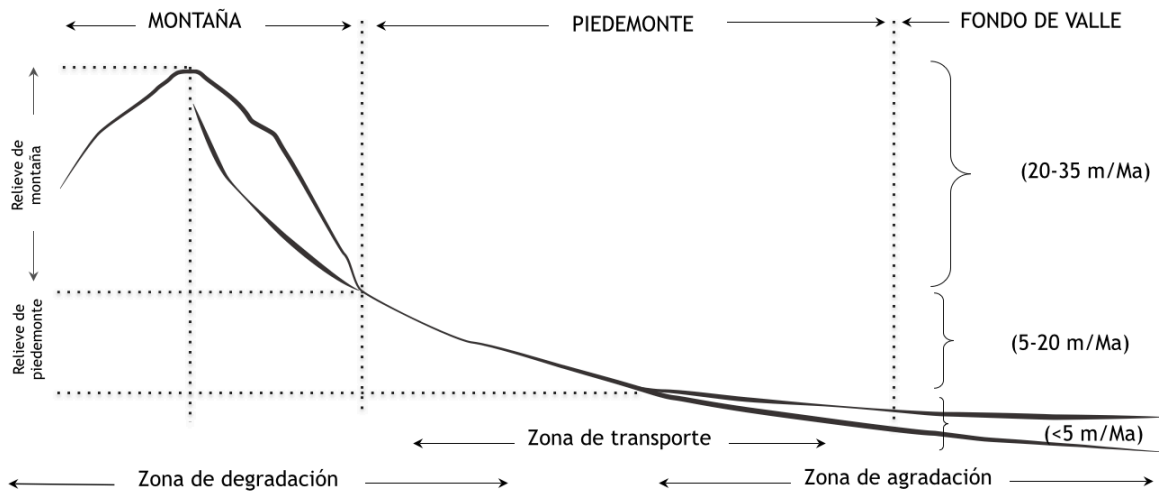


Figura 31: Perfil longitudinal en donde se comparan las tasas de erosión de las distintas segmentaciones del relieve, en el flanco occidental del Reveille Range, Nevada, E.E.U.U. Modificado de Dohrenwend y Parsons (2009).

Cambios en el nivel de base pueden generar escalones entre distintas superficies que componen el paisaje y producir variaciones en las tasas de erosión. Sin embargo, si estos cambios no son importantes, la pediplanización continúa como proceso preponderante y las tasas de erosión varían acorde a su evolución. Esto es lo que se reconoce en la zona de estudio en donde el cambio en el nivel de base producto de la apertura de la cuenca hacia el oeste que da lugar al escalón que se reconoce entre la Superficie Corredores y la red de drenaje actual no determina un incremento significativo en las tasas de erosión e, incluso, son más bajas, lo que indica que el paisaje continúa en el proceso de pediplanización. Lo anterior sugiere que las perturbaciones en el nivel de base durante el neógeno parecen haber sido demasiado pequeñas como para alterar el proceso erosivo que se venía desarrollando desde el Mioceno temprano.

6. CONCLUSIONES

Las geoformas reconocidas en la zona de estudio se ajustan a las que se desarrollan considerando un modelo de pediplanización, mediante procesos de degradación y acumulación actuando en el Frente de Montaña y en la Depresión de Domeyko, respectivamente. Existen evidencias de que estos procesos de pediplanización son longevos en el tiempo y que estaban activos antes de los 18 Ma, ya que superficies con rasgos distintivos de pediplanicies coronan los interfluvios de las cuencas. Estos procesos continúan hasta la actualidad, mostrando una tendencia a la disminución de las tasas de erosión en el tiempo. Ello, a pesar de los cambios de nivel de base que se habrían producido en relación a alzamientos regionales, actividad de fallas locales y captura de cuencas.

Las tasas de erosión calculadas son de 24 m/Ma para el periodo comprendido entre los 18 y los 9 Ma, mientras que lo son entre 18 y 13 m/Ma para los últimos 7-5 Ma. Resultados similares en otras zonas andinas han sido sistemáticamente atribuidos a causales de aridización, sin embargo, estas diferencias en magnitud se explican en base a lo que plantean modelos evolutivos de pedimentos, en donde la pedimentación progresiva hace disminuir la fuerza erosiva del sistema. Si bien, variaciones climáticas y tectónicas pueden influir considerablemente en la evolución de un paisaje, se debe ser cauteloso al ponderar la influencia de estos factores, ya que la propia evolución del paisaje no es homogénea en el tiempo. Los resultados que aporten estudios morfoestratigráficos y geomorfológicos no deben ser usados indiscriminadamente para conocer la historia climática y tectónica sin antes comprender los procesos geomorfológicos que hay detrás de la configuración del paisaje y cómo evolucionan ellos en el tiempo.

7. BIBLIOGRAFÍA

- 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.
- Aguilar, G., Riquelme, R.; Martinod, J.; Darrozes, J.; Maire, E., 2011. Erosion rates variability on landscape's transience state in the semiarid Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 36: 1736-1748. doi: 10.1002/esp.2194.
- Alpers CN, Brimhall GH., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1640 -1656.
- Ammann C, Jenny B, Kammer K, Messerli B., 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18–29_ S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 313–326.
- Arévalo, C., 2005a. Geología de la Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 92: 54 p. Mapa escala 1:100.000.
- Arévalo, C., Welkner, D., 2008. Geología del Área Carrizal Bajo-Chacritas, Región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica 1:100.000, Serie Geología Básica 111: 67.
- Arévalo, C., Mourgues, F.A.; Chávez, R., 2009. Geología del Área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile.
- Arévalo, C.; Grocott, J.; Welkner, D. 2003. The Atacama Fault System in the Huasco Province, Southern Atacama Desert, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, N°10, CD-ROOM, Concepción.*
- Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Roperch, P., Charrier, R., Farías, M., 2009. Rotaciones Tectónicas en Chile Central: El Oroclino de Vallenar y el "Megakink" del Maipo. *In Congreso Geológico Chileno, N° 12, Actas S9-09: 4 p.*
- Biese, W. 1942. La distribución del Cretácico Inferior al sur de Copiapó. *In Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, N°1, Anales, Geología, Primera parte 2:427-466.*
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, v. 4: 686-692.
- Bloom, 1998. *Geomorphology, a systematic analysis of late cenozoic landforms. Third edition, Department of Geological Sciences, Cornell University.*

- Bouzari , F. and Clark, A. H., 2002. Anatomy, evolution, and metallogenic significance of the supergene orebody of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I Región, Northern Chile. *Economic Geology* 97: 1701–1740.
- 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. 10° Congreso Geológico Chileno, Concepción-Chile.
- 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 adyacente de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 5 - 35
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. Chapter 3. *The Geology of Chile*. The Geological London Society, London: 21-114.
- Clark, M. K., 2006. Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau.
- Cooke, R.U., 1970. Stone pavements in deserts. *Geog.*, 60: 560-77.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C; Tomlinson, A. 1998. Mapa Geológico de la Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 7, mapa escala 1:100.000.
- Crosby, B.T., and Whipple, K.X., 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand, *Geomorphology*, 82: 16–38.
- Dohrenwend, J.C. and Parsons, A.J., 2009. Pediments in Arid Environments. In: Abrahams, A.D. and Parsons, A.J., Eds., *Geomorphology of Desert Environments*, 2nd Edition, Springer, New York, 377-411.
- Dohrenwend, J.C., S.G. Wells, L.D. McFadden and B.D. Turrin, 1986. Pediment dome evolution in the eastern Mojave Desert, California. *International geomorphology*, V. Gardiner (ed.), 1047-62. Chichester: Wiley.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., and 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.
- Garreaud, R.D.; Vuille, M.; Compagnucci, R.; Marengo, J., 2008. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3-4): 180-195.
- Garrido, G., 2009. Evolución geomorfológica de la Depresión de Domeyko entre los 28°45'-29°00'S durante el Neógeno. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

- Hartley, A.J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S.J. Jolley, E.J., 2002. Development of a continental fore-arc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology* 28: 331-334.
- Hoke, G.D., Garziona, C.N., 2008. Paleoelevation and geomorphic constraints on the late Miocene rise of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 192–201.
- Hoke GD, Isacks BL, Jordan TE, Blanco N, Tomlinson AJ, Ramezani J., 2007. Geomorphic evidence for post-10Ma uplift of the western flank of the central Andes 18_300–22_S. *Tectonics* 26: TC5021.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., and Seidl, M. A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, 99: 13,971– 13,986.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., y Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 341-361.
- Kirby, E., Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29 (5): 415-418.
- Lavé, J., Avouac, J.P. 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research* 106 (B11): 26,561–26,591.
- Luebert, F., Gajardo, R., 2005. Vegetación alto-andina de Parinacota (norte de Chile) y una sinopsis de la vegetación de la Puna meridional. *Phytocoenología* 35: 79-128.
- Matthews, S.; Cornejo, P; Riquelme, R. 2006. Carta Inca de Oro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 102: 72 p. Mapa escala 1:100.000.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., Deckart, K., 2013. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 42: 1-16.
- Mortimer, C., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile.- *Geological Soc. of London, Journal* Vol.129: 505-526.
- Moscoso, R., 1979. Geología de una Franja Transversal a la Cordillera de la Costa y Cordillera de los Andes a la latitud de Domeyko (29°S), Región de Atacama. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile: 166.
- Moscoso, R; Nasi, C.; Salinas, P. 1982. Hoja Vallenar y Parte Norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 55: 100 p. Mapa escala 1:250.000.
- Mpodozis, C; Allmendinger, R. 1993. Extensional Tectonics, Cretaceous Andes, Northern Chile (27°S). *Geological Society of America Bulletin* 105: 1462-1477.

- Mpodozis, C; Cornejo, P.; Kay, S. M.; Tittler, A. 1995. La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 22: 273-313.
- Moscoso, R.; Mpodozis, C., 1988. Estilos Estructurales en el Norte Chico de Chile. *Revista Geológica de Chile* 15: 151-166.
- Nalpas, T., Dabard, M.P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, C., and Hérail, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control?. *Tectonophysics*.
- Ouimet, W. B. 2009. Beyond threshold hillslopes; channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology (Boulder)*(July 2009), 37(7):579-582.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, Issue 1, pp 11-22.
- Pardo-Casas F, Molnar P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time: *Tectonics* 6: 233-248.
- Pilger, R. H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society* September 1984v. 141 N°. 5: 793-802.
- Parrish, J.T. and Curtis, R.L. 1982. Atmospheric circulation, upwelling and organic rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic Eras. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 40: 31-66.
- Pinochet, K., 2013. Evolución geomorfológica durante el Neógeno del sector Quebrada Algarrobal, Región de Atacama, Chile (28°15' -28°45'S).
- Rahl JM, Ehlers TA, van der Pluijm BA. 2007. Quantifying transient erosion of orogens with detrital thermochronology from syntectonic basin deposits. *Earth and Planetary Science Letters* 256: 147-161.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., y Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 59-78.
- Reich, M., Palacios, C., Vargas, G., Luo, S., Cameron, E.M., Leybourne, M.I., Parada, M.A., Zúñiga, A., and You, C.F., 2009. Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Mineralium Deposita*, DOI 10.1007/s00126-009-0229-3.
- Reutter, K. J. 2001. Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 37(1/2), 5-37.
- Riquelme R, Martinod J, Hérail G, Darrozes J, Charrier R., 2003. A geo- morphological approach to determining the Neogene to recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361: 255-275.
- Riquelme R, Herail G, Martinod J, Charrier R, Darrozes J., 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate

- changes of the southern Atacama Desert (26 degrees S–28 degrees S). *Geomorphology* 86: 283–306.
- Riquelme R, Darrozes J, Maire E, Hérail G, Soula J.C., 2008. Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a digital elevation model using the Black Top Hat function and Inverse Distance Weighting: implications for the Neogene climate of the Atacama Desert. *Revista Geológica de Chile* 35(1): 105–121.
- Rodríguez, M.P; Aguilar, G; Urresty, C.; Charrier, R., 2014. Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28.5 and 32°S: Interplay between tectonic and erosional processes.
- Salazar, E., 2012. Evolución Tectono-Estratigráfica Post-Paleozoica de la Cordillera de Vallenar. Tesis de Magister. Universidad de Chile.
- Salazar, E., Arriagada, C., Mpodozis, C., Martínez, F., Peña, M., Álvarez, J., 2009. Análisis estructural del Oroclino de Vallenar: primeros resultados. En Congreso Geológico Chileno, 12., Santiago, Chile, 22-26 noviembre, 2009: 9-26.
- Scotese, C.R., Gahagan, L.M., and Larson, R.L., 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics* 155: 27-48.
- Seegerstrom, K.; Ruiz, C., 1962. Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, escala 1:50.000 (6): 115 p.
- Sibson, R., 1981. A Brief Description of Natural Neighbor Interpolation. *Interpolating Multivariate Data*, 21–36. John Wiley & Sons: Nueva York.
- 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, *Geol. Soc. Am. Bull.* 112(8): 1250-1263.
- Selby, M.J., 1985, *Earth's changing surface*: Oxford, Oxford University Press: 607 p.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Science*, 11: 211-215.
- Strecker, M.R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., Trauth, M.H., 2007. Tectonics and climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35: 747-787.
- Strudley, M.W., Murray, A.B., Haff, P.K., 2006. The emergence of pediments, tors, and piedmont junctions from a bedrock weathering-regolith thickness feedback. *Geology* 34: 805– 808.
- Strudley, MW, Murray AB, Haff PK., 2007. Emergence of pediments, tors and piedmont junctions from a bedrock weathering-regolith thickness feedback: *Geology* 43: 805-808.

- Urresty, C., 2009. Evolución geomorfológica de la parte sur de la Depresión de Domeyko (29°00'-29°40'S) durante el Neógeno. Memoria para optar al Título de Geóloga, Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- 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. *J. Geophys. Res.* 104:17661-17674
- Welkner, D.; Arévalo, C.; Godoy, E. 2006. Geología del Área Freirina-El Morado, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 100: 50 p. Mapa escala 1:100.000.
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., and Sheehan, D., 2006a. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 398: 55-74.