



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CORDILLERA DE
DOMEYKO Y DEPRESIÓN CENTRAL CHILENA ENTRE LOS 26°
32` - 27° 33`S DURANTE EL CENOZOICO TARDÍO**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de
Geólogo.

Profesora guía: María Pia Rodriguez Montecinos
Nicoll Castillo Jorquera

Matías Ignacio Valencia Rehbein

Copiapó, Chile 2023

AGRADECIMIENTOS

Le agradezco a mis compañeros de universidad (Rodrigo Riquelme y María José Hormazábal), por acompañarme a mis terrenos de tesis y compartir ideas para completar dicha tesis.

Agradezco a mi profesora guía María Pía Rodríguez, por apoyarme en el desarrollo del trabajo y a la profesora Nicoll Castillo Jorquera, por prestarme apoyo para terminar mi tesis.

Y, por último, agradezco a mi familia por brindarme con mucho esfuerzo, la oportunidad de acceder a una educación superior.

TABLA DE CONTENIDOS

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Problemática de investigación	1
1.2	Hipótesis.....	3
1.3	Objetivos	3
1.3.1	Objetivo General	3
1.3.2	Objetivos Específicos.....	3
1.4	Metodologías.....	4
1.5	Área de estudio y accesos	4
2	ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	6
2.1	Marco Geotectónico y Rasgos Morfoestructurales Regionales	6
2.2	Estructuras y su correlación con episodios tectónicos	11
2.3	Marco Geológico Local.....	16
2.4	Marco Climático.....	20
2.4.1	Condiciones climáticas actuales.....	20
2.4.2	Condiciones climáticas durante el Cenozoico Tardío.....	21
3	RASGOS GEOMORFOLÓGICOS DEL PAISAJE.....	24
3.1	Superficies de bajo relieve de la Quebrada Paipote	31
3.1.1	Superficie Carrera Pinto.....	35
3.1.2	Superficie Chulo.....	36
3.1.3	Superficie Inca de Oro	37
3.1.4	Superficie Finca Martines	38
3.1.5	Superficie Cortadera.....	39

3.1.6	Superficie La Puerta.....	40
3.1.7	Superficie Quebrada Cerros Bravos.....	40
3.1.8	Superficie Quebrada El Hielo	42
3.1.9	Superficie Quebrada Agua Amarga	42
4	ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DEL CURSO ALTO DE LA CUENCA PAIPOTE	
	44	
4.1	Cuenca Hidrográficas.....	45
4.1.1	Cuenca Paipote.....	47
4.1.2	Cuenca Salitrosa.....	47
4.1.3	Cuenca Inca de Oro.....	47
4.1.4	Cuenca Finca Chañaral Alto	48
4.1.5	Cuenca El Patón-Llano El Leoncito.....	48
4.1.5.1	Curvas hipsométricas	50
4.2	Redes Hidrográficas	53
4.2.1	Thalweg y Knickpoints	54
4.2.2	Modelo de incisión fluvial en lecho rocoso	56
4.2.3	Índice de empinamiento ksn	58
4.2.4	Análisis del índice de empinamiento del thalweg asociado con los depósitos sedimentarios no consolidados.....	61
4.2.5	Análisis de los rasgos morfométricos de los thalweg asociados a knickpoints	62
4.2.6	Variación en el índice de empinamiento en relación con los rasgos geológicos	67
4.3	Divisoria de aguas	68
5	DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS DEL CENOZOICO TARDÍO, EN LA CORDILLERA DE DOMEYKO Y DEPRESIÓN CENTRAL, A LOS 26° 32` - 27° 33` S	
	72	
5.1	Columnas Estratigráficas	73
5.1.1	Sector Quebrada El Hielo.....	74

5.1.2	Sector Quebrada San Andrés	79
5.1.3	Sector Finca Chañaral Alto	82
5.1.4	Sector Chulo.....	85
5.1.5	Sector Paipote.....	89
6	DISCUSIONES.....	92
6.1	Asociación de facies.....	92
6.1.1	Asociación de facie A1: Gmm y Gcm	92
6.1.2	Asociación de facie A2: Sm, Sh y Gh.....	94
6.1.3	Asociación de facie A3: Sp, Gp y Gcn	94
6.2	Ambiente Depositacional	96
6.3	Consecuencias del Sistema de Fallas de Domeyko en el paisaje.....	100
6.4	Control litológico y estructural en la disposición de las unidades geomorfológicas	
	101	
6.4.1	Relación de pediplanicies con unidades geológicas	101
6.4.2	Relación de frentes topográficos con unidades y rasgos geológicos	103
6.4.3	Relación de knickpoints, ksn y chi con unidades y rasgos geológicos	104
6.5	Erosión versus tectónica en la formación del paisaje.....	105
6.6	Modelo de evolución geomorfológica neógena en la Cordillera de Domeyko-	
	Depresión Central.....	106
6.6.1	Pedimentación del Relieve Incaico del Eoceno	106
6.6.2	Rellenos del Mioceno Medio- Plioceno.....	107
6.6.3	Configuración actual e incisión vertical.....	109
7	CONCLUSIONES	110
8	BIBLIOGRAFÍA	112
9	ANEXOS	124

9.1 A1. Gráficos de log área drenada vs log pendiente, perfil longitudinal, distancia-
autoKsn y elevación-Chi 124

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de rutas de la Región de Atacama, donde se destaca la zona de estudio, delimitada dentro del rectángulo azul.....	5
Figura 2.1: Configuración tectónica de los Andes Centrales entre los 15° y 35° S. El recuadro negro denota la zona de estudio. Se indica el Oroclino boliviano, el segmento flat-slab y las unidades morfoestructurales según Charrier et al., (2007) : CC, Cordillera de la Costa; CD, Depresión Central; DR, Cordillera de Domeyko; EC, Cordillera Oriental; FC, Cordillera Frontal; FP, Precordillera de Antearco (flanco occidental del Altiplano); P, Precordillera en Argentina; PC, Cordillera Principal; PR, Relieve Pampeano; SB, Sistema Santa Bárbara; SD, Depresiones Preandina; SS, Sierras Subandinas; WC, Cordillera Occidental (modificado de Charrier et al., 2007).....	11
Figura 2.2: Mapa Geológico del área de estudio, modificado de Iriarte et al., 1996; Arévalo et al., 2005; Matthews et al., 2006; Mpodozis et al., 2012; Lara y Godoy, 1998; y Cornejo et al., 1998. Las líneas rojas punteadas indican la ubicación de los perfiles swath A, B y C.	15
Figura 3.1: Mapa de elevación del área de estudio basado en el SRTM DEM. Las líneas discontinuas negras indican los distintos frentes topográficos de la zona, y se muestran la red de drenaje con su jerarquización en orden de Strahler.	25
Figura 3.2: Mapa de pendiente a lo largo del área de estudio derivado del SRTM DEM. Las líneas discontinuas negras indican los distintos frentes topográficos de la zona, y las líneas discontinuas rojas marcan la posición de los perfiles swath A, B y C, de la Figura 3.3	26
Figura 3.3: Perfiles swath extraídos desde modelos de elevación digital de 30 m de resolución, que muestran las altitudes máximas y mínimas, y altitud media promediadas N-S, para franjas orientadas E-W de 5 km de ancho para el perfil A (norte), perfil B (centro) y perfil C (sur). Ver Figura 3.2 para la ubicación de las franjas. Abreviatura para las principales fallas del Sistema de Fallas de Domeyko: AAF, Falla Agua Amarga; VJF, Falla Vega La Junta; LTF, Falla La Ternera; EVJ, Falla El Varillar.....	30

Figura 3.4: Explicación de la clasificación de superficie semiautomatizada (SCM), para identificar superficies de baja pendiente y relieve con un DEM de 30 m de resolución. A) Mapa de sombras del DEM del área de estudio, con la elevación indicada y rampa de colores. B) Mapa de pendientes generado a partir del DEM con valores mayores a 25° establecidos como nulos. C) Mapa de rugosidad de la superficie generado a partir del DEM con valores mayores a 5.27 establecidos como nulos. D) Modelo de clasificación de superficie (SCM) derivado utilizando valores de rugosidad y pendiente normalizados igualmente ponderados, con valores mayores a 0.4 establecidos como nulos..... 33

Figura 3.5: Mapeo geomorfológico del curso alto del río Copiapó. Donde se incluyen remanentes de pedimentos a lo largo del área de estudio, en imagen en relieve sombreado del DEM SRTM. También incluye las litologías sobre las cuales están labradas y los frentes topográficos. 35

Figura 3.6: Imagen extraída de Google Earth Pro, donde se aprecia la Superficie Carrera Pinto (en líneas discontinuas negras) y FT1 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 1..... 36

Figura 3.7: Fotografía donde se aprecia de líneas negras discontinuas la Superficie Chulo..... 37

Figura 3.8: Fotografía donde se aprecia la Superficie Inca de Oro (en líneas discontinuas blancas) y FT1 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 1. 38

Figura 3.9: Imagen extraída de Google Earth Pro, donde se aprecia la Superficie Finca Martines (en líneas discontinuas blancas) sobre las Gravas Miocenas, las cuales están encajonadas a la Superficie Cortadera (en líneas discontinuas negras) sobre las Gravas Pliocenas. Además, en la parte inferior de la imagen se observa la Ignimbrita San Andrés, que a lo largo del área de estudio se observa separando estas dos superficies... 39

Figura 3.10: Imagen extraída de Google Earth Pro, donde se aprecia la Superficie La Puerta (en líneas discontinuas negras) y FT3 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 3..... 40

Figura 3.11: Fotografía, donde se aprecia la Superficie Quebrada El Hielo (en líneas discontinuas negras), la Superficie Quebrada Cerros Bravos (en líneas discontinuas blancas) y FT4 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 4.....41

Figura 3.12: Imagen extraída de Google Earth Pro, donde se aprecia la Superficie Quebrada Agua Amarga (en líneas discontinuas negras) y FT3 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 3.....43

Figura 4.1: Ilustración que indica los pasos para poder equipar al MATLAB con herramienta de análisis topográfico, TopoToolbox. A) Como ingresar los directorios y funciones, para que estén en la ruta de búsqueda de MATLAB. B) Como guardar los cambios realizados.....45

Figura 4.2: Metodología para la delimitación de las cuencas de drenaje, con la herramienta Hydrology del ArcGIS. A) Fill extraído del DEM STRM de la zona de estudio. B) Flujo de dirección. C) Flujo de Acumulación, basado en la modelización de la imagen ráster que representa la acumulación del flujo en cada pixel. D) Cuencas de drenaje delimitadas con la herramienta Basin y las seleccionadas para este estudio.46

Figura 4.3: Mapa que muestra las principales cuencas de drenaje del área de estudio (Cuenca Paipote, Salitrosa, Inca de Oro, Chañaral Alto y El Patón-Llano El Leoncito) y las subcuencas de la Quebrada Paipote, además se visualiza las redes de drenaje jerarquizadas según Strahler. Además, en líneas discontinuas negras, se encuentra la ubicación aproximada de la traza principal del Sistema de Fallas de Domeyko (Falla La Ternera, a la izquierda, y Falla Agua Amarga, a la derecha).....49

Figura 4.4: Imagen con los comandos para poder extraer las curvas hipsométricas en el MATLAB, utilizando el DEM de la cuenca Paipote como ejemplo.....50

Figura 4.5: Curvas hipsométricas de las cinco subcuencas de la Quebrada Paipote.....51

Figura 4.6: Curvas hipsométricas de las cuencas Salitrosa, Inca de Oro, Chañaral Alto y El Patón-Llano El Leoncito.....52

Figura 4.7: Metodología para poder extraer los knickpoints de una red hidrográfica, desde la ventana de comandos con MATLAB, donde se puede variar el radio de búsqueda

(“minarea”) y el salto vertical (“tol”) y los gráficos entregados por el programa, en la parte inferior (con la red hidrográfica de la cuenca Inca de Oro, como ejemplo).55

Figura 4.8: Metodología que muestra los pasos para extraer los índices de empinamiento de una red hidrográfica a partir de un DEM en la interfaz gráfica GUI de MATLAB. A) Como obtener el modelo de elevación digital (DEM), la información de enrutamiento de flujo (FD), el ráster de acumulación de flujo (A) y la red de drenaje, en la función MakeStreams (S). B) Como obtener los valores del índice de empinamiento simple con la función KsnChiBatch..... 60

Figura 4.9: Mapa de ksn, junto a los relictos de superficies planares sobre depósitos sedimentarios no consolidados o semi-consolidados y sobre roca compacta de la cuenca Paipote..... 61

Figura 4.10: Mapa Geológico de la cuenca Paipote, donde se indican los knickpoints identificados y donde se expresan los valores de ksn. 63

Figura 4.11: Clasificación de knickpoints en términos de perfil longitudinal y gráficos pendiente-área. Figura modificada de Whipple et al. (2011)..... 67

Figura 4.12: Cuencas hidrográficas y perfiles fluviales en equilibrio y desequilibrio. (A y B). Cambio de tamaño y forma de dos cuencas de drenaje que comparten una división común a medida que evolucionan desde (A) un estado de desequilibrio a (B) un estado estacionario. El parámetro χ , proporciona una predicción de la elevación en estado estable para un punto dado en un canal. La cuenca de la izquierda (agresor) tiene una elevación de estado estacionario más baja en las cabezas de los canales y, por lo tanto, conduce la división de drenaje hacia la cuenca de la derecha (víctima). 69

Figura 4.13: Metodología que muestra los pasos para extraer el mapa de χ de una red hidrográfica a partir de un DEM a partir de la herramienta TopoToolbox de MATLAB. 70

Figura 4.14: Mapa de Chi del extremo sur del desierto de Atacama, con flechas negras que indican hacia donde migran las divisorias de agua. 71

Figura 5.1: Mapa de ubicación de las 12 columnas estratigráficas. 72

Figura 5.2: Columnas Estratigráficas del sector Quebrada El Hielo (A, B y C), véase Figura 2.2, también se incluye la leyenda de la estratigrafía y facies (véase tabla 5.1), y se presenta una sección estratigráfica que incluyen las tres columnas estratigráficas antes mencionadas.....	78
Figura 5.3: Sección Estratigráfica de las columnas A, B y C, del sector Quebrada El Hielo.....	78
Figura 5.4: Columnas Estratigráficas del sector Quebrada San Andrés (D y E), véase Figura 2.2.	81
Figura 5.5: Columnas Estratigráficas del sector Finca Chañaral Alto (F y G), véase Figura 2.2.	84
Figura 5.6: Sección Estratigráfica de las columnas del sector Quebrada El Hielo (Columna Estratigráfica C), San Andrés (Columna Estratigráfica D) y del sector Finca Chañaral Alto (Columna Estratigráfica F y G).	85
Figura 5.7: Columnas Estratigráficas del sector Chulo (H, I, J y K), véase Figura 2.2	88
Figura 5.8: Columnas Estratigráficas del sector Paipote (L), véase Figura 2.2.....	90
Figura 5.9: Sección Estratigráfica de las zonas de Chulo (Columnas Estratigráficas H, I y K) y la zona de Paipote (Columna Estratigráfica L).....	91
Figura 6.1: Fotografías de afloramiento de las secuencias estratigráficas, de la Asociación de facies A1. Los nombres de las litofacies están adaptados de Miall (1996), y se describe en la Tabla 5.1.	93
Figura 6.2: Fotografías de afloramiento de las secuencias estratigráficas, de la Asociaciones de facies A2-A3. Los nombres de las litofacies están adaptados de Miall (1996), y se describe en la Tabla 5.1.....	95
Figura 6.3: Planta esquemática y sección de un abanico aluvial funcional y su relación con el encajante. Las flechas (vectores) indican la intensidad relativa de los procesos fluviales (MacGowen y Groat, 1971): 1) la cabecera se caracteriza por gravas masivas y muy gruesas; 2) el cuerpo muestra alternancia de gravas y arenas. Las gravas	

son predominantes en la zona interna (i), mientras que las arenas son más evidentes en la zona externa (e); 3) el pie está caracterizado por mostrar estructuras tractivas de estratificación cruzada curvada (trough) predominante en la zona interna (a) y estratificación cruzada tabular (planar) en la zona externa (b). El rectángulo rojo, tentativamente, representa la posición de la Asociación de facies A1 en un abanico aluvial, el rectángulo azul, la posición de la Asociación de facies A2-A3 y el rectángulo verde, la posición de la facie Sf. Modificado de Colombo, 2010..... 99

Figura 6.4: Mapa litológico y estructural de la zona de estudio, con los frentes topográficos y superficies mapeadas..... 102

Figura 6.5: Mapa que muestra la Sierra Varillar (zona más meridional-oriental del área de estudio) y los knickpoints con alzamiento diferencial de los alrededores de este, a la izquierda con mapa de ksn y a la derecha con mapa de índice de chi. 105

Figura 6.6: Imagen extraída de Google Earth Pro, muestra que las Gravas de Atacama (Mga), sobreyace las rocas sedimentarias jurásicas plegadas durante la Fase Incaica. 108

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Tabla que resume las variaciones climáticas, durante el Cenozoico, registrados por distintos estudios, desarrollados a diversas latitudes (extraído de Rossel et al., 2016). 23

Tabla 4.1: Características de los knickpoints de la zona de estudio. **¡Error! Marcador no definido.**

Tabla 5.1: Descripción de las litofacies observadas, basado en las facies de Miall (1996). 73

RESUMEN

Los Andes Centrales se encuentran en un régimen tectónico compresivo de rápida convergencia (65-85 mm / año) y ortogonal entre las placas de Nazca y Sudamérica (DeMets et al., 1994 y Klotz et al., 2001). El área estudiada en el presente trabajo corresponde a la Cordillera de Domeyko y borde oriental de la Depresión Central, entre 26°32' - 27°33' S, en la transición entre el segmento de losa empinada (18°S y 27°S), en que la Depresión Central está bien desarrollada y el segmento de losa plana (27°S Y 33°S), donde la Depresión Central, se observa sólo de forma discontinua (Farías et al., 2008). Su principal característica tectónica, corresponde al segmento sur del Sistema de Falla de Domeyko (DFS), que incluye como traza principal la falla Agua Amarga con vergencia al este (Cornejo et al., 1993). El último gran evento de deformación acomodado por el DFS corresponde a una reactivación transpresiva sinistral durante la Fase tectónica “Incaica” del Eoceno-Oligoceno temprano, y es responsable de la mayoría de las estructuras importantes de la región (Tomlinson et al., 1999). El área de estudio está comprendida dentro del desierto de Atacama, el cual presenta un clima árido desde los 25 Ma (Dunai et al., 2005), que genera tasas de erosión muy bajas, lo que permite que destaque la señal tectónica en el paisaje (Montgomery et al., 2001). Estas características hacen de esta región un laboratorio natural para investigar los procesos y factores que determinaron la evolución del paisaje y la tectónica de los Andes Centrales durante el Cenozoico.

Los análisis realizados en la zona de estudio, contemplan la identificación de las geoformas de primer orden, que corresponden a distintas superficies continentales de bajo relieve y pendiente a diferentes alturas, que dominan los interfluvios de las cuencas de drenaje del río Paipote. La identificación y caracterización geomorfológica de estas superficies se hizo, por medio del Modelo de Clasificación Semi-automatizada de superficies (SCM), y otros análisis morfométricos incluyendo hipsometría, perfiles *swaths* de elevación, reconocimiento de *knickpoints*, índices de ksn y análisis del factor χ . La morfometría se hizo a partir del modelo de elevación digital (DEM) STRM de 30m por medio del Software de información geográfica ArcGIS y los sets de herramienta

Topotoolbox (Schwanghart y Kuhn, 2010; Schwanghart y Scherler, 2014), y *Topographic Analysis Kit* (Forte y Whipple, 2019), en el sistema de cómputo numérico MATLAB. Y por último se realizaron columnas estratigráficas en diferentes puntos, definiendo una serie de litofacies, para poder constreñir el ambiente depositacional de las Gravas de Atacama (Miall., 1996).

A partir de los análisis antes mencionados, los resultados obtenidos en este estudio, se agruparon y definieron remanentes de pedimentos predominantemente en la zona céntrico-occidental del área, separados por cuatro frentes topográficos, de los cuales sólo el más occidental representa el retroceso de un escarpe, mientras que el resto está asociada a actividad tectónica. Con respecto a los factores morfométricos, las curvas hipsométricas tienen una tendencia más cóncava en las cuencas más occidentales del frente topográfico 1 y más convexas en las cuencas más orientales del frente topográfico 1. La mayor densidad de knickpoints se observa en la zona más oriental de la zona de estudio. En relación con los valores de ksn, estos son muy contrastantes en la zona de la Sierra Varillar. Además, el índice del factor χ , señala una perturbación de las divisorias de aguas, repitiéndose esta clara tendencia anómala en la Sierra Varillar. De acuerdo a estos resultados, se podría interpretar un alzamiento diferencial de dicha sierra. Por último, las secuencias de sedimentos detríticos continentales presentes en la zona, representan el modelo clásico de un abanico aluvial, formado por un flujo de detritos (*debris flow*) y flujos de corriente (*sheet flood*). Sumado a la lejanía de estas secuencias indican que serían una serie de abanicos aluviales de menor tamaño en la zona.

Integrando los antecedentes de la zona, los análisis morfométricos y geomorfológicos de este trabajo y las correlaciones realizadas con eventos de carácter regional y local es posible inferir tres eventos mayores en la evolución geomorfológica neógena de la zona: (1) Pedimentación del Relieve Incaico (Oligoceno- Mioceno Inferior), posterior al alzamiento de las Sierras de Fraga y Agua Amarga, en el sector occidental y en el sector oriental la Sierras Varillar y Monardes, se habría generado un proceso de pedimentación, evidenciado al oeste por la Superficie Carrera Pinto y al este por la Superficie Cerros Bravos, estas superficies son correlacionables con la superficie documentada por Mortimer hacia el sur, Superficie Checos del Cobre. (2) Relleno del paisaje (Mioceno

medio- Plioceno), en el Mioceno medio, comenzó el periodo de agradación de gravas en la zona de estudio, separado en dos etapas, por una ignimbrita de 10Ma, la diferencia sedimentológica de estas dos; radica que en la sucesión del Plioceno posee una mayor cantidad de facies de *sheet flood*. (3) Incisión vertical (Cuaternario), los análisis morfométricos de la Quebrada Paipote, sugieren un alzamiento reciente en la Sierra Varillar, que condicionaría una mayor magnitud de la incisión en la zona céntrico-oriental en comparación con la zona más occidental.

PEDIMENTACIÓN- RELIEVE INCAICO- HIPSOMETRÍA- GRAVAS DE ATACAMA

ABSTRACT

The Central Andes are in a compressional tectonic regime of rapid convergence (65-85 mm/year) and orthogonal between the Nazca and South American plates (DeMets et al., 1994 and Klotz et al., 2001). The area studied in the present work corresponds to the Domeyko Range and eastern edge of the Central Depression, between 26°32` - 27°33` S, in the transition between the steep slab segment (18°S and 27°S), where the Central Depression is well developed, and the flat slab segment (27°S and 33°S), where the Central Depression is observed only discontinuously (Farías et al., 2008). Its main tectonic feature corresponds to the southern segment of the Domeyko Fault System (DFS), which includes as its main trace the Agua Amarga fault with vergence to the east (Cornejo et al., 1993). The last major deformation event accommodated by the DFS corresponds to a sinistral transpressional reactivation during the Eocene-Early Oligocene "Inca tectonic" phase, and is responsible for most of the important structures in the region (Tomlinson et al., 1999). The study area is included within the Atacama Desert, which has an arid climate since 25 Ma (Dunai et al., 2005), which generates very low erosion rates, allowing the tectonic signal to stand out in the landscape (Montgomery et al., 2001). These characteristics make this region a natural laboratory to investigate the processes and factors that determined the evolution of the landscape and tectonics of the Central Andes during the Cenozoic.

The analyses carried out in the study area include the identification of the first order geoforms, which correspond to different continental surfaces of low relief and slope at different heights, which dominate the interfluves of the Paipote river drainage basins. The

identification and geomorphological characterization of these surfaces was done, by means of the Semi-automated Surface Classification Model (SCM), and other morphometric analyses including hypsometry, elevation swath profiles, knickpoint recognition, ksn indices and χ factor analysis. Morphometry was done from the 30m STRM digital elevation model (DEM) STRM by means of ArcGIS Geographic Information Software and Topotoolbox (Schwanghart and Kuhn, 2010; Schwanghart and Scherler, 2014), and Topographic Analysis Kit (Forte and Whipple, 2019) tool sets in MATLAB numerical computing system. And finally, stratigraphic columns were made at different points, defining a series of lithofacies, in order to constrain the depositional environment of the Atacama Gravas (Miall., 1996).

From the aforementioned analyses, the results obtained in this study, pediment remnants were grouped and defined predominantly in the central-western part of the area, separated by four topographic fronts, of which only the westernmost represents the retreat of an escarpment, while the rest is associated with tectonic activity. With respect to morphometric factors, the hypsometric curves have a more concave trend in the westernmost basins of topographic front 1 and more convex in the easternmost basins of topographic front 1. The highest density of knickpoints is observed in the easternmost part of the study area. In relation to the ksn values, these are very contrasting in the Sierra Varillar zone. In addition, the χ factor index, points to a disturbance of the watersheds, repeating this clear anomalous trend in the Sierra Varillar. According to these results, a differential uplift of the Sierra Varillar could be interpreted. Finally, the continental detrital sediment sequences present in the area represent the classic model of an alluvial fan, formed by a debris flow and sheet flood. Added to the remoteness of these sequences indicate that they would be a series of smaller alluvial fans in the area.

Integrating the background of the area, the morphometric and geomorphological analyses of this work and the correlations made with regional and local events, it is possible to infer three major events in the Neogene geomorphological evolution of the area: (1) Pedimentation of the Inca Relief (Oligocene- Lower Miocene), after the uplift of the Fraga and Agua Amarga Sierras, in the western sector and in the eastern sector the Varillar and Monardes Sierras, a pedimentation process would have been generated,

evidenced to the west by the Carrera Pinto Surface and to the east by the Cerros Bravos Surface, these surfaces are correlatable with the surface documented by Mortimer to the south, Checos del Cobre Surface. (2) Landscape fill (Middle Miocene-Pliocene), in the Middle Miocene, the period of gravel aggradation began in the study area, separated in two stages, by a 10Ma ignimbrite, the sedimentological difference of these two is that in the Pliocene succession has a greater amount of sheet flood facies. (3) Vertical incision (Quaternary), the morphometric analysis of the Quebrada Paipote, suggests a recent uplift in the Sierra Varillar, which would condition a greater magnitude of the incision in the central-eastern zone in comparison with the westernmost zone.

PEDIMENTATION- INCA RELIEF- HYPSONTRY- ATACAMA GRAVEL

1 INTRODUCCIÓN

1.1 PROBLEMÁTICA DE INVESTIGACIÓN

El desarrollo de la topografía de las cadenas montañosas, son el resultado entre la interacción de las placas tectónicas, que deforman y alzan la superficie terrestre, y la intensidad de los procesos erosivos que, a su vez, dependen del clima y el tipo de roca (Strecker *et al.* 2007).

El margen Andino presenta variaciones longitudinales en la topografía y la cantidad en el acortamiento de la corteza, las cuales dependen principalmente de las variaciones norte-sur de las características tectónicas, como el ángulo de subducción (Isacks, 1988 y Gephart, 1994), la edad de la placa subductante (Ramos *et al.*, 2004), el espesor, composición y estructura inicial de la placa superior (Tassara y Yáñez, 2003 y Giambiagi *et al.*, 2012) y la subducción de *ridges* oceánicos (Yáñez *et al.*, 2001 y Cembrano *et al.*, 2003). Se cree que estos elementos, son el factor de primer orden en la transformación del relieve andino (*e.g.* Schildgen *et al.*, 2007; 2010). Por otro lado, otros autores sugieren que los factores erosivos son responsables de las variaciones en el margen andino, ligado a las diferencias latitudinales de las tasas de erosión (*e.g.* Lamb y Davis, 2003), controlando el tiempo de respuesta al levantamiento (Aguilar *et al.* 2011).

La dificultad en discriminar si es la tectónica o la erosión las que determinan la topografía de los Andes, se debe a que la deformación y los patrones erosionales se correlacionan espacialmente, sugiriendo que podrían estar ligados genéticamente (Horton, 1999; Montgomery *et al.*, 2001).

En climas áridos, como el que se presenta en el norte de Chile, se preservan pedimentos, geoformas heredadas de origen erosivo y ligeramente inclinadas, estas superficies pueden resultar ser buenos marcadores de alzamiento, siempre y cuando se hable de pedimentos formados cerca del nivel de base regional, permitiendo así dilucidar la relación entre la

actividad tectónica y la erosión. Diferentes estudios geomorfológicos documentan la deformación de la corteza superior en los Andes Centrales a partir del Cenozoico Tardío, analizando zonas de pedimentación local como base para desarrollar deducciones sobre la evolución geomorfológica del paisaje andino Neógeno (e.g. Paskoff, 1970; Mortimer, 1973; Bissig et al., 2002; Riquelme et al., 2003, 2007; Nalpas et al., 2008; Farías et al., 2008; Bissig y Riquelme, 2009, 2010; Aguilar, 2011; Rodríguez et al., 2014; Rossel et al., 2016).

El presente trabajo, se encuentra en la vertiente occidental de los Andes Centrales a la latitud del Valle Copiapó ($26^{\circ}32' - 27^{\circ}33' S$), donde se encuentran zonas de pedimentación preservadas a alturas, cuyo origen es dado por la relación entre el clima y tectónica. Esta cualidad la hace una zona atractiva para dilucidar la interacción de los procesos de deformación erosiva y tectónica, además de contribuir a los tiempos de deformación de este segmento Andino que no ha sido documentado a esta latitud en la vertiente occidental de los Andes.

En este estudio se combina el análisis geomorfológico de paleosuperficies subplanares de bajo relieve, en la Depresión Central y mayormente en la Cordillera de Domeyko, un análisis morfométrico de la cuenca de Paipote y un análisis morfoestratigráfico de sucesiones de gravas presentes en el área y que están ampliamente distribuidas en la zona norte de Chile, además de interpretar el paleoambiente en el que se depositaron estas gravas.

Los resultados se discuten considerando la historia neógena de levantamiento e incisión de estas superficies de bajo relieve, en la Precordillera, al norte del área de estudio (e.g. Riquelme et al., 2007; Nalpas et al., 2008; Bissig y Riquelme, 2010) y en la Cordillera Frontal, al sur del área de estudio (e.g. Rossel et al., 2016).

1.2 HIPÓTESIS

La evolución del relieve montañoso en la Depresión Central y Cordillera de Domeyko desde el Cenozoico, entre 26°32` - 27°33` S, ha sido controlada por eventos asociados al alzamiento Andino en combinación con el clima regional.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo General

Determinar la evolución geomorfológica de la Depresión Central y Cordillera de Domeyko a la latitud de la Quebrada Paipote (26°32` - 27°33` S), a partir del Cenozoico, considerando la relación entre la elevación andina y su consiguiente respuesta erosiva.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Reconocer los marcadores geomorfológicos de gran escala como pedimentos, mediante el modelo de clasificación semi-automatizada de superficies y trabajo de terreno, y su agrupación de acuerdo a su elevación y ubicación.
- Describir cuantitativamente procesos que hayan inducido cambios bruscos en la configuración regional de la red fluvial de la cuenca en estudio, como knickpoints, y en las divisorias de aguas (captura pirata), mediante el análisis de herramientas morfométricas.
- Analizar las sucesiones de gravas aisladas en depocentro montañosos, con el fin de establecer el ambiente depositacional de las Gravas de Atacama del área de estudio, mediante un estudio sedimentológico y estratigráfico.
- Establecer cronológicamente los procesos de formación y preservación de las geoformas de interés del área de estudio, considerando la relación de la deformación de los Andes Centrales durante el Cenozoico con los factores erosivos posteriores, por medio de edades relativas y comparación con documentación regional.

1.4 METODOLOGÍAS

En los capítulos tres, cuatro, cinco y seis, respectivamente se da una explicación más en detalle de cada una de estas metodologías.

- Para poder reconocer superficies de baja pendiente, se utilizó el *Surface Classification Model* (SCM), con la ayuda del software de información geográfica ArcGIS y el modelo de elevación digital (DEM) STRM de 30 m de tamaño de pixel, correspondiente al área de interés, reconocimiento en campo y observaciones de imágenes en Google Earth Pro.

- Se realizó un análisis morfométrico, que incluye curvas hipsométricas de las subcuencas principales de la cuenca Paipote, perfiles swaths para entender el paisaje a gran escala, perturbaciones en los perfiles de thalweg (knickpoints), variaciones de índices de empinamiento (ksn), y perfiles transformados de la horizontal (diagramas de chi), utilizando el sistema de cómputo numérico MATLAB y el software ArcGIS.

- Para poder constreñir el ambiente depositacional de las Gravas de Atacama, en la zona de estudio, se realizó columnas estratigráficas en distintos puntos, definiendo una serie de litofacies, siguiendo el código de facies de Miall (1996).

- Establecer las posibles condiciones de evolución geomorfológica de la zona, con los eventos regionales que han controlado las distintas secciones de los Andes Centrales, a través de los resultados del presente trabajo y posibles correlaciones con distintos trabajos de la misma índole tanto al sur como al norte del área de estudio.

1.5 ÁREA DE ESTUDIO Y ACCESOS

El área de estudio se encuentra ubicada en Chile, en la III Región de Atacama, al noreste de la ciudad de Copiapó, en el límite entre el Norte Chico y Grande de Chile entre *ca.* 26°32` y 27°33` latitud Sur, y entre *ca.* 70°16` y 69°10` longitud Oeste (Figura 1.1). Abarca un área de 8370 m², dentro de la cual se encuentra la localidad de Inca de Oro y Puquios.

Al área de estudio es posible acceder desde la Ruta 5 Norte, llegando a la ruta C-35 y por último desviándose directamente hacia la Quebrada Paipote por la ruta C-31 que presenta un camino pavimentado.

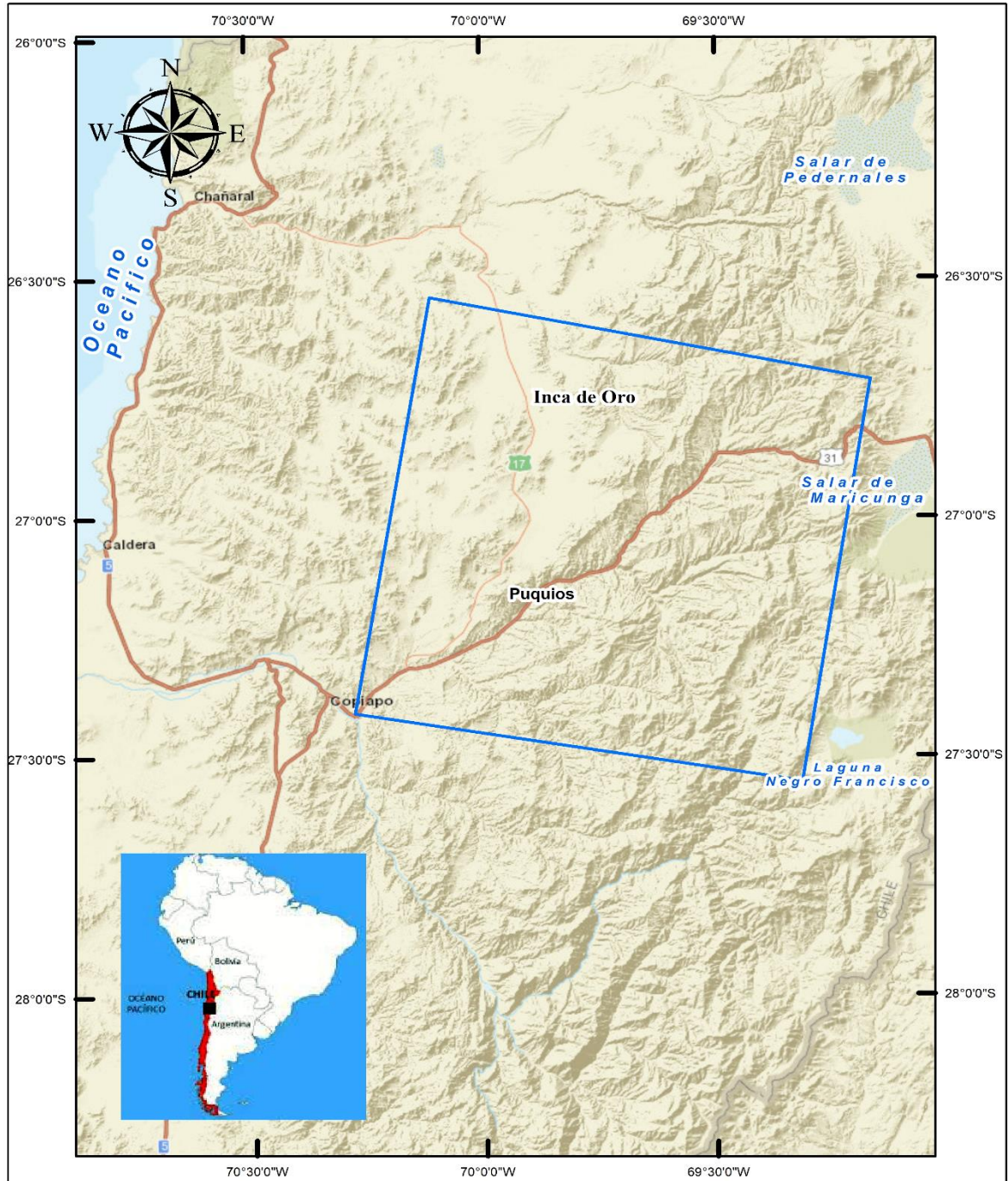


Figura 1.1: Mapa de rutas de la Región de Atacama, donde se destaca la zona de estudio, delimitada dentro del rectángulo azul.

2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

En este capítulo se describen los aspectos tectónicos a escala regional y local, incluyendo el contexto geodinámico, rasgos morfoestructurales, la geología y principales estructuras del área de estudio; y los antecedentes climáticos actuales y paleoclimáticos durante el Cenozoico superior.

2.1 MARCO GEOTECTÓNICO Y RASGOS MORFOESTRUCTURALES REGIONALES

El rasgo geológico de primer orden a lo largo de Sudamérica es el Orógeno Andino, dentro del cual, el área de estudio se encuentra en la zona sur del segmento de los Andes Centrales, según, Aubouin et al. (1973b) y Gansser (1973), que subdivide la Cordillera de los Andes, de acuerdo a las diferencias morfológicas y tectónicas que ocurren en las intersecciones del margen continental con las dorsales oceánicas (Dorsal de Cocos y Dorsal de Chile).

Los Andes Centrales se encuentran en un régimen tectónico compresivo de rápida convergencia (65-85 mm / año) y ortogonal entre las placas oceánicas subductoras de Nazca y las placas continentales de América del Sur (DeMets et al., 1994; Klotz et al., 2001), este régimen de subducción se ha mantenido activo desde el Jurásico inferior (Charrier et al., 2007) y desde entonces tanto la geometría de las placas tectónicas, como las tasas de convergencia entre las placas (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) han variado con el tiempo, generando así que el margen andino haya migrado hacia el este hasta su ubicación actual, condicionando la evolución estructural y actividad magmática del área de estudio (Coira, 1982; Mpodozis y Ramos, 1989), y a su vez modificando los rasgos morfológicos que se observan en la actualidad.

Otra característica que es posible diferenciar dentro de los Andes Centrales, son las unidades morfoestructurales orientadas paralelas al rumbo de la cordillera. Esta

continuidad de las unidades morfoestructurales se ve interrumpida en la región sur del Desierto de Atacama, entre los 27°S y 33°S. A esta región se le conoce como el segmento de subducción plana o *flat slab* del centro de Chile y Argentina, dentro del cual el ángulo de subducción entre la placa de Nazca y Sudamericana es de aproximadamente 10° (Barazangi e Isacks, 1976) (Figura 2.1).

Esta segmentación de subducción plana es consecuencia de la subducción del *ridge* de Juan Fernández durante el Neógeno, debido a su menor densidad y mayor flotabilidad con respecto al resto de la corteza (Yáñez et al., 2001). El segmento de subducción plana se caracteriza por el establecimiento de un gap de actividad volcánica a partir del Plioceno (Barazangi e Isacks, 1976; Cahill e Isacks, 1992), el desarrollo de valles transversales y la ausencia de una Depresión Central o longitudinal bien desarrollada, unidad morfológica presente en el resto de los Andes Centrales chilenos (Farias, 2007).

Mientras que, en las regiones norte y sur del segmento de losa plana, la zona de Wadati-Benioff es más empinada con ángulo de subducción de aproximadamente 30° (Cahill e Isacks, 1992), además de la presencia de una Depresión Central.

El área de estudio se encuentra en la zona sur del Desierto de Atacama entre 26°32' - 27°33' S, en la transición entre el segmento de losa empinada, en la que la Depresión Central está bien desarrollada (entre 18°S y 27°S) y el segmento de losa plana, que carece de Depresión Central (entre 27°S Y 33°S).

La vertiente occidental de los Andes, a lo largo del transecto Caldera-Nevado Ojos del Salado, comprende cinco unidades morfoestructurales de oeste-este: la **Cordillera de la Costa**, formada por los restos erosionados del arco andino del Jurásico Inferior Temprano al Cretácico Inferior, con grandes complejos plutónicos (Dallmeyer et al., 1996; Godoy y Lara, 1998). El principal rasgo tectónico en esta Cordillera es el Sistema de Falla de Atacama (AFS), más específicamente el Segmento Salado (Brown et al., 1993 y Grocott y Taylor, 2002), que se formó en el Jurásico como un sistema estructural ligado a trincheras a lo largo del eje del primer arco magmático de los Andes. Los movimientos verticales del Mioceno medio a tardío a lo largo del AFS acomodaron la elevación relativa del lado occidental de la cordillera costera (Riquelme et al. 2003), y así controlaron la deposición neógena tanto en la precordillera (Gravas de Atacama; Sillitoe et al. 1968) e

inmediatamente al este de la falla (Riquelme et al. 2003); la **Depresión Central**, en la región estudiada es una superficie lisa y plana con altitudes que varían aproximadamente entre 950 m en el oeste y 2.200 m en el este, la superficie está interrumpida por numerosos inselbergs; la **Cordillera de Domeyko**, bloque tectónico levantado longitudinalmente de gran altitud del norte de Chile (20°S a 28°S), el extremo oriental de esta cordillera está representado por una cadena de centros volcánicos levemente erosionados que son los remanentes del extinto frente volcánico andino Oligoceno-Mioceno (Franja Maricunga (Mpodozis et al., 1995)). Esta unidad morfológica presenta un dominio estructural complejo conformado por sucesivos incrementos de deformación en el Sistema de Falla Domeyko (DFS), una zona de deformación orogénica paralela a los orógenos de más de 1,000 km de largo, 40 a 60 km de ancho, compuesta por una compleja matriz de fallas de rumbo, normales e inversas, juntos con faja plegada y corrida de piel fina y gruesa, que se extiende a lo largo de la Cordillera de Domeyko en el norte de Chile entre 20° y 27° S (p. ej., Reutter et al., 1991, 1996; Cornejo et al., 1997).

En el área de estudio, la rama principal del Sistema de Fallas de Domeyko es el sistema de fallas Agua Amarga-Sierra del Castillo (Tomlinson et al. 1994, 1999). La actividad a lo largo de este sistema de fallas se produjo desde tiempos paleozoicos con varias reactivaciones mesozoicas y cenozoicas. Una reactivación transpresiva siniestral particularmente importante ocurrió durante la Fase Incaica Principal, teniendo en cuenta estudios paleomagnéticos y estructurales (p. ej., Isacks 1988), demuestran que el Sistema de Fallas de Domeyko (SFD) se reactivó como consecuencia de la formación de la flexión del margen continental occidental de América del Sur, conocida como Oroclina boliviana; al este del Frente Maricunga, se desarrollan las cuencas cerradas de los salares de Pedernales, Maricunga y La Laguna del Negro Francisco (**Depresión Preandina**), que ocupan un '*plateau*' elevado de 3.800 m de altura, al oriente de este '*plateau*' se encuentra la **Cordillera Occidental**, formada por la Cordillera de Claudio Gay, que antecede, hacia el este, a la cadena parcialmente activa de estratovolcanes y complejos de calderas de la Zona Volcánica Andina Central (CVZ) (que incluye, entre otros, el complejo volcánico holoceno de Ojos del Salado), elevándose muy por encima de los 6.000 m (Kay et al., 1999; Clavero et al., 2000). Además, al este de la Cordillera Occidental se encuentra la

meseta de la Puna en territorio argentino y su extensión septentrional, conocida como Altiplano.

El Altiplano-Puna forma una meseta ancha (hasta ~ 400 km) y alta (~ 4.000 m de altitud media). Evidencia geomorfológica (Hoke et al. 2007; Schlunegger et al., 2006) y de isótopos estables (Garziona et al., 2008) ubica el levantamiento principal que dio lugar a las altas elevaciones del Altiplano en el Mioceno tardío. Esta elevación fue acomodada por fallas de alto ángulo que bordean al oeste en la Cordillera Occidental (Farías et al., 2005; Víctor et al., 2004).

En el sur del desierto de Atacama (~26-27 Lat. S), la historia del levantamiento fue fundamentalmente distinto, ya que no se han documentado fallas significativas de alto ángulo activas durante el Mioceno, solo se ha registrado un acortamiento horizontal neógeno menor (Cornejo et al., 1993; Godoy y Lara, 1998; Riquelme et al., 2003; Arriagada et al., 2006). Además, la evidencia geomorfológica, de trazas fisión de apatita y sedimentológica (Nalpas et al., 2005; Riquelme et al., 2007), datos de edad de trazas de fisión en apatito (Maksaev y Zentilli, 1999; Nalpas et al., 2005), evidencias geoquímicas de engrosamiento cortical (Cornejo y col. 1999) y un pico de alta tasa de convergencia (>10 cm/ año) asociada con una reducción considerable de la oblicuidad de la convergencia hace 45 Ma (Pilger 1984; Pardo-Casas y Molnar 1987), sugieren que en el sur del desierto de Atacama, la Cordillera de Domeyko, había alcanzado elevaciones considerables (~ 3500 m) en el Oligoceno o antes (asociado al evento compresivo Incaico), que precede en gran medida a la elevación Miocena del Altiplano.

El importante episodio de levantamiento de los Andes centrales, que ocurrió durante el Mioceno tardío, se sugiere que fue acomodado en el Desierto de Atacama Sur por una inclinación o flexión generalizada hacia el oeste de la región del antearco interno (Depresión Central y Cordillera de Domeyko), (Isacks, 1988; Lamb et al., 1997; Farías et al., 2005), restringieron la evolución morfológica del desierto de Atacama Sur. En el sur del desierto de Atacama, a la latitud de Chañaral, Riquelme et al., 2007, propuso que el antearco interno, se mantuvo en una inclinación menor a 1.3°.

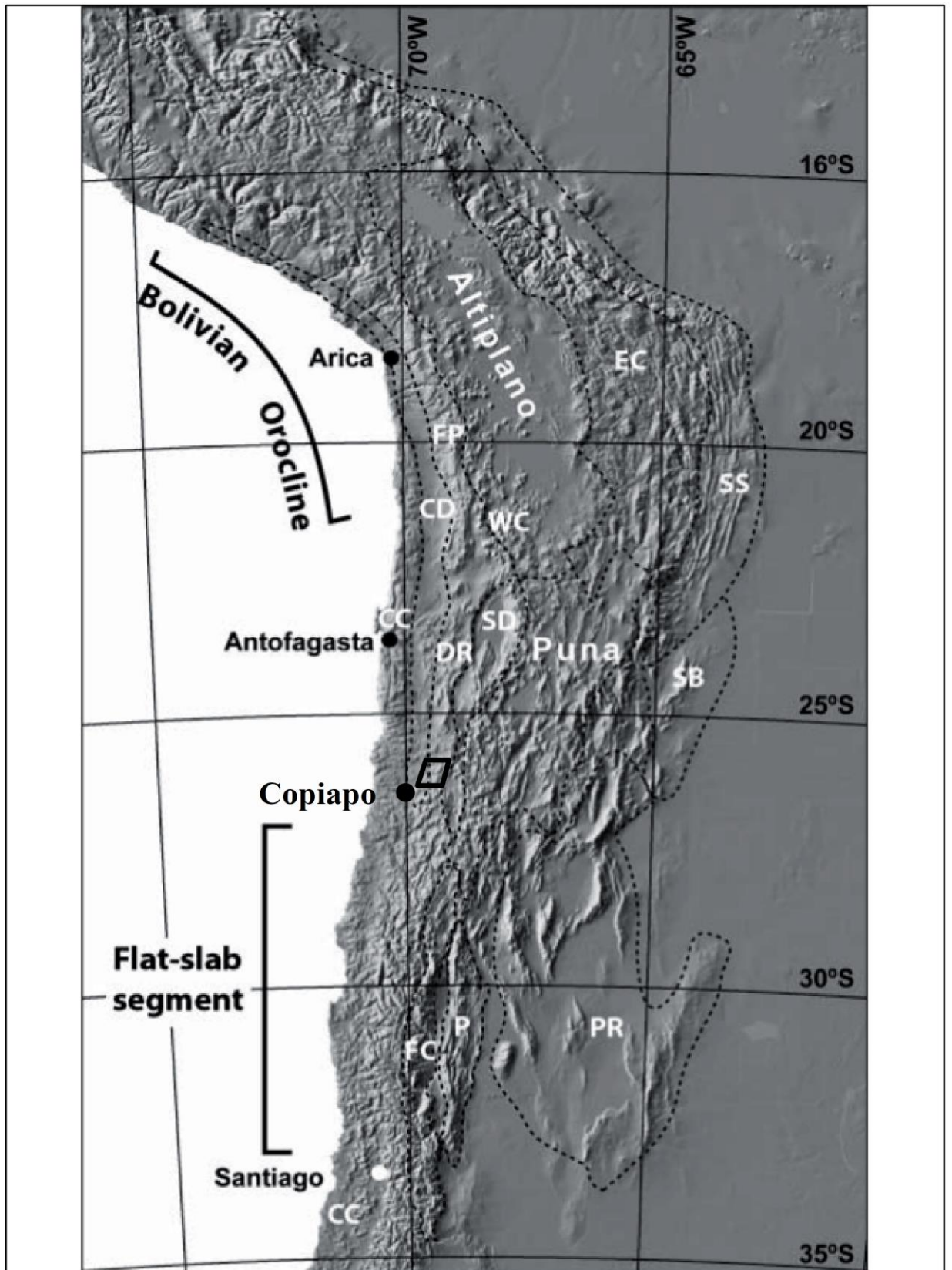


Figura 2.1: Configuración tectónica de los Andes Centrales entre los 15° y 35° S. El recuadro negro denota la zona de estudio. Se indica el Oroclino boliviano, el segmento flat-slab y las unidades morfoestructurales según Charrier et al., (2007) : CC, Cordillera de la Costa; CD, Depresión Central; DR, Cordillera de Domeyko; EC, Cordillera Oriental; FC, Cordillera Frontal; FP, Precordillera de Antearco (flanco occidental del Altiplano); P, Precordillera en Argentina; PC, Cordillera Principal; PR, Relieve Pampeano; SB, Sistema Santa Bárbara; SD, Depresiones Preandina; SS, Sierras Subandinas; WC, Cordillera Occidental (modificado de Charrier et al., 2007).

2.2 ESTRUCTURAS Y SU CORRELACIÓN CON EPISODIOS TECTÓNICOS

En el sector sur-occidental del área, se observa un sistema estructural en flor positiva (Faja Plegada y Corrida de Paipote) enraizado en la **Falla Paipote**, y una serie de anticlinales, desplaza y deforman las secuencias del Cretácico Inferior y la Formación Cerrillos, a lo largo de un alineamiento NNE de estructuras en échelon, que coincide con el límite entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera de Domeyko de Copiapó (Arévalo y Grocott, 1997; Arévalo, 1999). Estas estructuras contraccionales se habría formado durante un episodio de transpresión sinestral, en el Cretácico Superior temprano (93-80 Ma; Arévalo y Grocott, 1997; Arévalo, 1999), que coincide con la Fase Peruana (Coira et al., 1982), ampliamente registrado entre la zona de Copiapó (Arévalo et al., 2006) hasta la zona de Sierra Moreno, al noroeste de Calama (Ladino et al., 1997). Un conjunto de fallas inversas de alto ángulo (**Falla Chivato**) con orientación NE, entre Inca de Oro y el cerro Tres Puntas, documentan este evento compresional (Matthews et al., 2006). Esta fase de deformación ocurrió junto con la deriva acelerada hacia el oeste de América del Sur, en respuesta a la apertura final del Atlántico (Russo y Silver, 1996).

Al noreste de Copiapó en la región de Sierra Fraga, se registra un evento tectónico extensional (Mpodozis y Allmendinger 1992) entre el Aptiano y el Cenomiano (¿100-120 Ma?), relacionada con la apertura de la cuenca Marginal Abortada de Chile Central. Este evento produjo una asociación estructural caracterizada por fallas normales de bajo ángulo (**Fallas Fraga y Huella el Guanaco**), que constituyen el piso de cuatro alóctonos extensionales (Complejo Extensional de Sierra Fraga-Puquios). Estos incluyen series estratificadas desde el Paleozoico al Cretácico inferior, despegadas de un núcleo

parautóctono constituido por rocas cristalinas y metamórficas paleozoicas. La deformación extensional estuvo acompañada, de rotación de bloques en estilo dominó, pliegues en vaina ('sheath folds'), 'boudinage', y formación de un caos extensional (Caos de Puquios).

Una extensión adicional, impuesta sobre la anterior, durante el Campaniano-Maastrichtiano (80-65 Ma), formó la cuenca Hornitos, hemigraben limitado al oeste, falla listricas, inclinadas al este, de rumbo general NNE (**Falla Elisa de Bordos**, Arévalo et al, 1994). Este evento de deformación puede llamarse tentativamente la fase 'Intersenonian', siguiendo a Groeber (1951). La cuenca Hornitos constituiría la más occidental de un sistema de cuencas volcanoclásticas similares que encontrarían equivalentes en: la Formación Llanta (Cornejo et al., 1993), en la región de Inca de Oro, limitada por fallas normales de alto ángulo (**Fallas Quebrada Vázquez y San Andrés**); la Formación Quebrada Seca (Muzzio, 1980), en la región de Carrera Pinto- La Guardia, y los Estratos de Cerro Carneros (Cornejo et al., 1993) que representan un `plateau` volcánico con basaltos y andesitas, en la región de El Salvador- Potrerillos. Todas ellas representarían rellenos de cuencas volcanotectónicas, parcialmente aisladas por fallas de borde, cuya actividad habría sido contemporánea con la sedimentación.

La inversión de la cuenca de la Formación Llanta en el límite entre el Cretácico superior y el Paleógeno, está asociada a pliegues isoclinales y cabalgamientos hacia el este, en las rocas sedimentarias de la Formación Llanta al NEE de Inca de Oro, y sistemas de fallas conjugados con orientación NE (dextral) y NW (sinistral) en las rocas neocomianas y en los plutones del Cretácico tardío (Plutón La Tuna) al este de Finca Chañaral Alto. Este evento compresivo se le denomina como “Evento K-T” (Cornejo et al., 2003), y se registra esta deformación en las zonas de El Salvador, Potrerillos y Sierra Exploradora (Cornejo et al., 1997; Cornejo y Mpodozis, 1996).

El tercer evento compresivo andino, conocido como la Fase Incaica (Maksaev 1978; Cornejo et al. 2003; Reutter 2001), ocurrió principalmente en el Eoceno medio a Oligoceno Temprano (45- 33 Ma). En la zona de la Cordillera de Domeyko entre El Salvador e Inca de Oro, incluye, como elemento central, el segmento sur del Sistema de Fallas de Domeyko, una falla maestra con movimiento sinistral y notable alzamiento del

bloque oriental (Falla Sierra Castillo). Su traza en la zona de estudio, al sur de Potrerillos, se transforma en una falla inversa-oblicua vergente al sureste (Falla Agua Amarga). Las fallas inversas acomodaron el alzamiento de grandes bloques estructurales de rocas de edad paleozoica a cretácico inferior alto (bloques Sierra Fraga y Agua Amarga) sobre secuencias cretácicas a paleocenas (e.g., **Fallas Agua Amarga-Noria, La Ternera y El Pingo**). Tanto la Falla Agua Amarga-Noria como la Falla La Ternera comienza desde la parte más septentrional como fallas inversas con vergencia sureste, para pasar a fallas inversas con vergencia noroeste, terminando en fallas oblicuas en “tijera” en la parte más meridional del área estudio (formando la Sierra La Ternera). Al este del Sistema de falla Sierra Castillo- Agua Amarga, ocurre una faja plegada y corrida (Faja Plegada y Corrida de Potrerillos: FPCP) formada por cabalgamientos y pliegues de vergencia sureste, descrita por Tomlinson et al., (1994), en el área de estudio y al sur de esta faja, se expone un sistema de fallas subverticales de rumbo NNW espaciadas entre 3 y 10 km (**Fallas Salitral, La Ciénaga, Indagua y San Emilio**).

Estas fallas, probablemente, son parte de un sistema estructural paleozoico reactivado por la deformación eocena, y constituyen un corredor estructural que, desde Potrerillos, se extiende hacia el sureste en la Franja de Maricunga (La Coipa, Lobo-Marte; Mpodozis et al., 1995) hasta la zona de Valle Ancho en Argentina (Mpodozis et al., 1997). La orientación de los elementos estructurales regionales es consistente con un modelo cinemático dominado por transpresión sinistral, ligada a acortamiento paralelo a la orientación N55W de diques riolíticos eocenos, que ocurren en la zona de La Coipa-Quebrada Vicuña. Dentro de este sistema, la componente de rumbo fue absorbida, en parte, por las fallas NNW, que se interpretan como fallas Riedel del sistema maestro (Tomlinson et al., 1994). Las fallas NNW parecen servir, además, como elementos que permitieron la transferencia de la componente compresiva, desde el extremo sur de la FPCP, hacia fallas inversas eocenas de alto ángulo y orientación N-S a NNE, con vergencia al este y oeste, como las **Fallas Portezuelo Codocedo y Caballo Muerto**, al oeste del Salar de Maricunga y las **Fallas Vegas La Junta, Varillar y Cerro Guerrita** al suroeste del Salar de Maricunga, estas últimas con deformación en estilo de piel gruesa (‘thick-skinned’) dominada por la presencia de bloques de basamento de la sierra Varillar y sierra Monardes de orientación NNE (Formaciones Chinchas y Pantanosos, y Batolito El

Hielo). Durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, en forma sincrónica con el inicio del volcanismo en la Franja de Maricunga, se produjo la reactivación, sinistral, de las fallas NNW. A lo largo de las cuales se canalizó nuevamente la actividad magmática, representada por sistemas volcánicos centrales (Estrato-volcanes de Cerros Bravos-Barros Negros y Cerros de La Sal-Los Corrales) y complejos de domos coalescentes (La Coipa y Esperanza).

2.3 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El área de estudio comprende un **basamento intrusivo-metamórfico del Carbonífero al Pérmico** (Figura 2.2, Sepúlveda y Naranjo, 1982) en la Cordillera de Domeyko, intruido por diques de orientación NE, de composición básica, este basamento fue exhumado mediante fallas normales de bajo ángulo (Falla Huella Guanaco), representando el núcleo del Complejo Extensional de Sierra Fraga (Mpodozis y Allmendinger 1992, 1993) (véase sección 2.2) y limitado al este por la Falla La Ternera. Más al este también aflora un **basamento de rocas volcánicas y sedimentarias clásticas, del Devónico al Pérmico** (Formación Chinchas y Formación Pantanoso, descritas por Mercado, 1982), exhumadas mediante la acción de fallas inversas de alto ángulo, de tipo escama gruesa, de orientación NNE, con vergencia al este y oeste (Fallas Vegas La Junta, El Varillar y Cerro Guerrita).

Estas últimas están intruidas por **Granitoides del Carbonífero al Pérmico** (Batolito El Hielo (ca. 252-260 Ma), Tonalitas de Quebrada Pantanoso (<252 Ma), Intrusivos hipabisales de cerro Monardes (<287 Ma) y Tonalitas de quebrada Monardes (ca. 287 Ma)).

El basamento está cubierto, en discordancia, por **rocas volcáno-sedimentarias clásticas y/o marinas plegadas del Triásico al Jurásico Medio** (Estratos El Mono, Mercado (1982); Formación La Ternera, Iriarte (1996) y Formación Sierra Fraga, Sepúlveda y Naranjo (1982)), el afloramiento más occidental de este bloque, en Sierra Fraga, está alzado por la acción de la falla normal de bajo ángulo, Falla Fraga y está basculado al oeste. Intruidas por **Granitoides y Pórfidos del Cretácico Superior-Eoceno Superior** y **stocks monzograníticos del Pérmico**, con dique de orientación NE en los afloramientos más occidentales.

Sobre las rocas plegadas del Triásico al Jurásico Medio, en la zona céntrica y oriental del área de estudio, se apoyan en concordancia una secuencia de **rocas sedimentarias clásticas-marinas, del Jurásico medio al Cretácico Inferior** (Formación Quebrada Monardes (Mercado, 1982); Formación Lautaro (Seegerstrom, 1968); Formación Pedernales (Cornejo et al., 1993); Formación Montandon (Harrington, 1961); Formación Asientos (Harrington, 1961)), vinculadas a los ciclos de transgresión-regresión en la

cuenca de trasarco, al este del arco magmático del Jurásico Inferior al Cretácico Inferior, **con pequeñas intercalaciones de lavas** andesítico-basálticas vesiculares, que registran episodios de actividad volcánica submarina (Estratos Quebrada Vicuña (Cornejo et al., 1993) y Formación Lagunillas (Jensen, 1976)). Estas rocas sedimentarias están cubiertas, en discordancia por un bloque fuertemente plegado y fallado, de **rocas volcánicas y sedimentarias clásticas del Cretácico Superior al Eoceno Inferior** (Formación Quebrada Seca (Muzzio, 1980); Formación Llanta (Cornejo et al., 1993); Estratos Cerro Los Carneros (Cornejo et al., 1993); Estratos Quebrada del Medio) y Formación Pircas (Eoceno, ca. 38 Ma; Mercado, 1982), este último corresponde a depósitos sintectónicos derivados de la erosión del bloque de basamento del Cordón El Varillar mientras este se exhumaba y alzaba durante la deformación incaica.

Intruyendo las rocas volcánicas y sedimentarias clásticas del Cretácico superior al Eoceno inferior, están los **Intrusivos hipabisales tabulares y stocks del Cretácico tardío al Eoceno tardío**, resaltando los diques del Eoceno que aflora en dirección NW, en la zona septentrional- oriental.

El periodo Paleoceno Inferior- Eoceno Inferior está representado por un gran volumen de rocas volcánicas efusivas, principalmente piroclásticas y un conjunto menor de intrusiones subvolcánicas e hipabisales. En el área céntrica septentrional y meridional de la zona de estudio se reconocen estructuras de caldera de colapso (Calderas La Banderita, Cerro Vicuña; San Pedro de Cachiyuyo, Llano San Pedro, Bellavista y Puquios) y secuencias volcanosedimentarias de extracaldera (Estratos de Quebrada Vázquez). Y en la zona más oriental, este evento volcánico está registrado en los Estratos de Cerro Valiente (Cornejo et al., 1993). La localización de las calderas estuvo controlada por sistemas de fallas normales y transtensionales asociadas a un régimen extensional regional (Cornejo y Matthews, 2001).

El extremo oriental de la zona de estudio está constituido, principalmente, por los productos volcánicos (lavas, depósitos de flujos piroclásticos, intrusivos subvolcánicos), asociados a la actividad de los diversos complejos volcánicos del Oligoceno-Mioceno que forman la Franja de Maricunga, sincrónicamente con las estructuras antes activas de la

fase Incaica (véase sección 2.2). Estos se emplazan sobre un basamento que incluye tanto unidades paleozoicas como rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico superior.

Al oeste del Complejo de Calderas del Paleoceno- Eoceno y de la Falla La Ternera, en el extremo oriental de lo que es la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, afloran cerros remanentes de erosión, también conocidos como inselbergs, formando una banda NNW de rocas volcánicas y sedimentarias clásticas y/o marinas del Jurásico Inferior al Cretácico Inferior, asociados a depósitos de los arcos magmático del Jurásico-Cretácico (Formación La Negra (García, 1967); Formación Punta del Cobre (Sergerstrom y Ruiz, 1962)), correspondientes al restablecimiento de la subducción en el norte de Chile y el sur del Perú, después del evento de ruptura del Triásico, y a la transgresión- regresión del Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Charrier et al., 2007), Grupo Bandurrias (Moscoso et al. 1982) y Grupo Chañarcillo (Arévalo 1995).

Intruyendo las unidades anteriores, se encuentran plutones graníticos e intrusiones hipabisales del Jurásico Superior al Eoceno (Plutón La Borracha, Plutón Remolino, Plutón Chivato y Agua del Sol; Godoy y Lara, 1998).

En discordancia erosiva sobreyacen depósitos volcánicos y sedimentarios, principalmente continentales con intercalaciones lacustres, que documentarían una acumulación, en una cuenca continental de orientación NNE, con distintos episodios extensionales (véase sección 2.2), durante el Cretácico Medio al Paleoceno Inferior (Formación Cerrillos (Arévalo 1995; Iriarte et al. 1996); Formación Hornitos (Segeerstrom, 1959); Formación Venado (Sepúlveda y Naranjo, 1982)). Está intruida por granitoides del Cretácico Inferior al Paleoceno Superior (Cachiyuyo (Arévalo, 1995) y Cabeza de Vaca (Segeerstrom, 1968)).

El relieve generado durante las orogenias pre-miocena, principalmente el Relieve Incaico, habría sido afectado por erosión, lo que habría generado abundantes depósitos clásticos acumulados a los pies de las montañas (Charrier et al., 2009). Los depósitos se ubican a ambos lados del Relieve Incaico, comprendidos entre Antofagasta (23°45' S) y Domeyko (29° S). Algunos ejemplos de estos depósitos son el miembro superior de la Formación Calama (Blanco et al., 2003), la Formación Pampa Mulas (Chong 1973, Marinovic et al. 1995), Gravas del Cerro del Burro (Moscoso et al., 2010) y las gravas

neógenas que son estudiadas en este trabajo, **Gravas de Atacama** (Mga; mioceno medio-superior; Mortimer, 1973).

Las **Gravas de Atacama** cubren en discordancia angular a las unidades en el dominio de la Cordillera de Domeyko en el área, y son depósitos polimícticos de gravas, generalmente no consolidados, incluyen intercalaciones ignimbríticas débilmente soldadas (Ignimbrita La Tranca) entre 15 y 12 Ma (Clark et al., 1967; Cornejo et al., 1993), afloran en una gran extensión en la zona sur del Desierto de Atacama, estos depósitos fueron descritos originalmente como “Mantling Gravels” por Willis (1929). El inicio de la deposición de las Gravas de Atacama comenzó hace 17 Ma y su término está condicionado a una superficie de pedimentación de extensión regional (Mortimer, 1973), sellada por la **Ignimbrita San Andrés** (10-9 Ma; Clark et al., 1967).

Cubriendo esta ignimbrita está los **Depósitos Aluviales Antiguos** (MPa; Mioceno Superior-Plioceno Inferior), bancos de gravas y bloques de bajo redondeamiento y selección, matriz-soportados, consistente en abundante arena y limo, y locamente lentes de arena fina. Constituyen extensos conos aluviales de baja pendiente (0,05%) y depósitos de llanuras de inundación, a lo largo de tanto el dominio de la Cordillera de la Costa como el de la Cordillera de Domeyko. En la quebrada Chañaral Alto y San Andrés presenta un contacto por discordancia erosiva con las Gravas de Atacama (Mga). Estos depósitos se habrían formado durante un periodo de agradación regional a gran escala, producido como consecuencia de un alzamiento generalizado del Altiplano, a partir del Mioceno Medio (Mpodozis et al., 1995).

Los **Depósitos Coluviales Inactivos** están expuestos como conos o abanicos coluviales estables, depósitos equivalentes alcanzan una edad pliocena en la zona costera de Chañaral, donde presentan una intercalación de cenizas datada en 2.9 ± 0.4 K-Ar en biotita (Godoy y Lara, 1998).

Y por último se encuentran los **Depósitos Cuaternarios** (Pleistoceno-Holoceno), niveles y bancos alternantes de ripios y gravas arenosas, con frecuentes lentes de arenas gruesas y limos arenosos, característicos de depósitos de corrientes de barro. Los depósitos cuaternarios rellenan los lechos de las quebradas principales y tributarias mayores, a

veces, disectando depósitos aluviales más antiguos (MPa), o se extienden como “mantos” (llano de Varas, llano San Pedro, llano de Llampos, entre otros).

2.4 MARCO CLIMÁTICO

2.4.1 Condiciones climáticas actuales

La Región de Atacama de Chile, se enmarca dentro de la zona subtropical de los Andes (entre 12° y 28° Lat. Sur), según Schwerdtfeger (1976), el clima subtropical es dominada por la presencia del anticiclón del Océano Pacífico, que determina una condición árida a hiper-árida característica del Desierto de Atacama, al norte de los 27°S (Aceituno et al., 1993). En esta zona, el debilitamiento o migración estacional del anticiclón permite una alternancia de la influencia de los flujos del oeste durante el invierno y de los flujos del este durante el verano.

En particular, la parte más occidental de la zona de estudio se encuentra dentro de un clima clasificado como “**Clima Desértico Transicional (BW1)**”, ubicado entre los 1.500 y 2.000 m.s.n.m, en este se desarrolla un medio árido, sometido al influjo de la inversión de temperatura producida por la subsidencia de aire del anticiclón del Pacífico y que, además, registra pequeñas y variables precipitaciones invernales (Antonioletti et al., 1972); y la parte más oriental de la zona de estudio se encuentra dentro del “**Desierto frío de montaña (BWk`G)**”, ubicado entre los 1.500 y 4.000 m.s.n.m, este clima se caracteriza por sus bajas temperaturas que son reguladas por la altitud, y por la gran sequedad del aire. Las precipitaciones son escasas y están restringidas al invierno (Antonioletti et al., 1972).

Los principales factores que influyen en la distribución espacial del clima, son la corriente de Humboldt y los relieves y su orientación. La corriente de Humboldt, cambiando las temperaturas de la faja costera y en la humedad del aire del sector, originando regulares neblinas y nubosidad nocturnas y matinales, mientras que el relieve, constituye una barrera o freno que restringe la transferencia entre las condiciones secas hacia el oeste y las condiciones húmedas hacia el este, también la disminución de las temperaturas a medida que aumenta la altitud y, por último, las sombras que proyectan

sobre los valles y los cordones longitudinales del interior (Antonioletti et al., 1972). Estos factores han intervenido en el desarrollo del paisaje en el Cenozoico Tardío.

2.4.2 Condiciones climáticas durante el Cenozoico tardío

Con base en estudios geocronológicos en minerales supérgenos del pórfido de cobre en La Escondida a los 24°S, según Alpers y Brimhall (1988), durante gran parte del Eoceno existió un clima árido con periodos intermitentes de mayores precipitaciones, que habría permitido el desarrollo de enriquecimiento supérgeno en el pórfido (Tabla 2.1). Lo anterior concuerda, con lo expuesto por Villagrán et al. (2004), a los ~30°40'S, indicando que hubo un clima más húmedo en el Paleógeno que en el actual.

Durante el Neógeno, la posición latitudinal de Sudamérica parece haber sido relativamente estable, manteniendo su ubicación actual al menos durante los últimos 18 Ma (Scotese et al., 1988), por ende, los cambios climáticos que hayan sucedido se deben al clima y no a variaciones en la posición del continente.

Estudios sobre la génesis de la mineralización supérgena en el desierto de Atacama (Alpers y Birmhal, 1989; Bouzari y Clark, 2002; Arancibia et al., 2006), al norte de la zona de estudio (Región de Antofagasta), muestran un cambio en las condiciones climáticas, de árido a hiper-árido durante el Mioceno medio. Este evento ha sido asociado a (1) el fortalecimiento de la Corriente de Humboldt, posiblemente debido a la expansión principal de la cobertura de hielo antártica, disminuyendo la capacidad de evaporación de aguas del Océano Pacífico a la atmósfera (Luebert y Gajardo, 2005), (2) al alzamiento de los Andes que actúa como una barrera física para los Vientos del Este y humedad que provienen desde el Amazonas (Strecker et al., 2007), y (3) a los cambios climáticos globales, fase de enfriamiento global que generó la aridificación en los desiertos del Sahara y Namibia, restándole importancia a la influencia de la corriente de Humboldt y el alzamiento de los Andes (Hartley y Chong, 2002) (Tabla 2.1).

Estudios basados en edades de los minerales del grupo de las alunitas supérgenas y sus valores isotópicos $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{OSO}_4$ y δD , entre El Salvador y Potrerillos (Bissig y Riquelme, 2010), indican que desde el Eoceno a fines del Oligoceno se ha mantenido un clima semiárido, pasando de un clima árido a uno hiperárido en la parte occidental de la

Cordillera de Domeyko y la Depresión Central, marcado por el cese de la actividad supergénica, a fines del Mioceno Medio (ca. 13 Ma). Esta hiperaridez, no se ve expresada en la parte oriental de la Cordillera de Domeyko, las restricciones de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$, indican que los procesos supergénicos ocurrieron desde finales del Mioceno hasta principios del Plioceno y aún pueden ocurrir en la actualidad.

Reich et al. (2009) establecen que la aridificación del Desierto de Atacama se desarrolló de manera gradual, y no debido a un cambio abrupto, producto de la combinación entre procesos tectónicos y reorganizaciones océano-climáticas, tanto regionales, como globales. Estos autores reafirman la ocurrencia de una significativa transición a condiciones más áridas en el Mioceno medio, pero reconocen, además, un proceso de aridificación ocurrido en el Mioceno superior y otro en el Plioceno.

Tabla 2.1: Tabla que resume las variaciones climáticas, durante el Cenozoico, registrados por distintos estudios, desarrollados a diversas latitudes (extraído de Rossel et al., 2016).

Periodo	Época	19°30'-19°35'S	19°30'-23°15'S	20°-26° S	21°30'-24°15'S	21°45'-23°30'S	24°-24°30'S	30°40'S	Latitud
		Dunai et al. (2004)	Rech et al. (2006)	Hartley y Chong (2002)	Reich et al. (2009)	Hartley (2003)	Alpers y Brimhall (1988)	Villagrán et al. (2004)	Autor / Edad (Ma)
Q				Hiperárido		Hiperárido		Diagonal Árida	
	Plioceno			Árido-semiárido	Aridificación				
Neógeno		→ Mayores precipitaciones			Aridificación	Árido-semiárido		Condiciones cálidas con régimen pluviométrico biestacional	10
	Mioceno	→ Mayores precipitaciones	Hiperárido		→ Aridificación		Hiperárido		
		→ Mayores precipitaciones							
Paleógeno	Oligoceno	→ Hiperárido							30
	Eoceno						Árido con precipitaciones intermitentes	Condiciones más cálidas y húmedas que las actuales	40 50

3 RASGOS GEOMORFOLÓGICOS DEL PAISAJE

La geomorfología a gran escala de la zona de estudio se caracteriza por un aumento en la elevación media de oeste a este (Figura 3.1). Este cambio de elevación está marcado por una serie de frentes topográficos.

La topografía más baja, al oeste del área de estudio, con 429 m s.n.m., se encuentra en la Depresión Central, dominio el cual muestra valores de elevaciones relativamente homogéneos, asociada a llanuras de inundación, que se ve interrumpida por el curso principal del río Copiapó y por la presencia de numerosas colinas y cordilleras aisladas, los últimos con picos de elevación altos.

La topografía más alta de la zona de estudio, se encuentra en la Cordillera de Domeyko alcanzando una elevación de 5010 m s.n.m., este dominio se caracteriza por cordones montañosos de altas elevaciones y de orientación NNE (como la Sierra Fraga, en su extremo occidental o Sierra Varillar en su parte céntrica); y depresiones locales (como la depresión tectónica de quebrada El Patón-Llano El Leoncito, al SE en el área de estudio y la cuenca San Andrés, al NE (Figura 3.1 y Figura 3.2)).

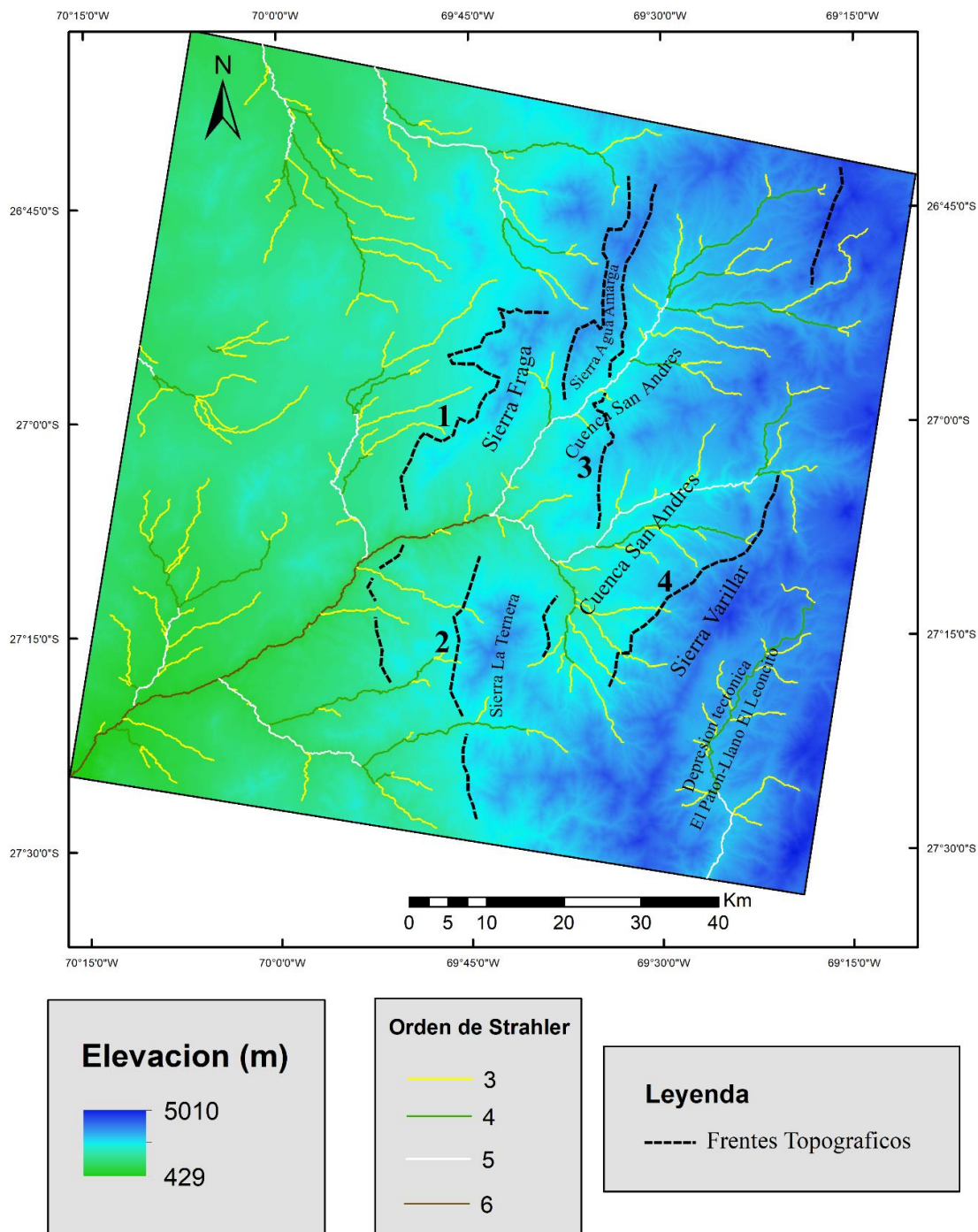


Figura 3.1: Mapa de elevación del área de estudio basado en el SRTM DEM. Las líneas discontinuas negras indican los distintos frentes topográficos de la zona, y se muestran la red de drenaje con su jerarquización en orden de Strahler.

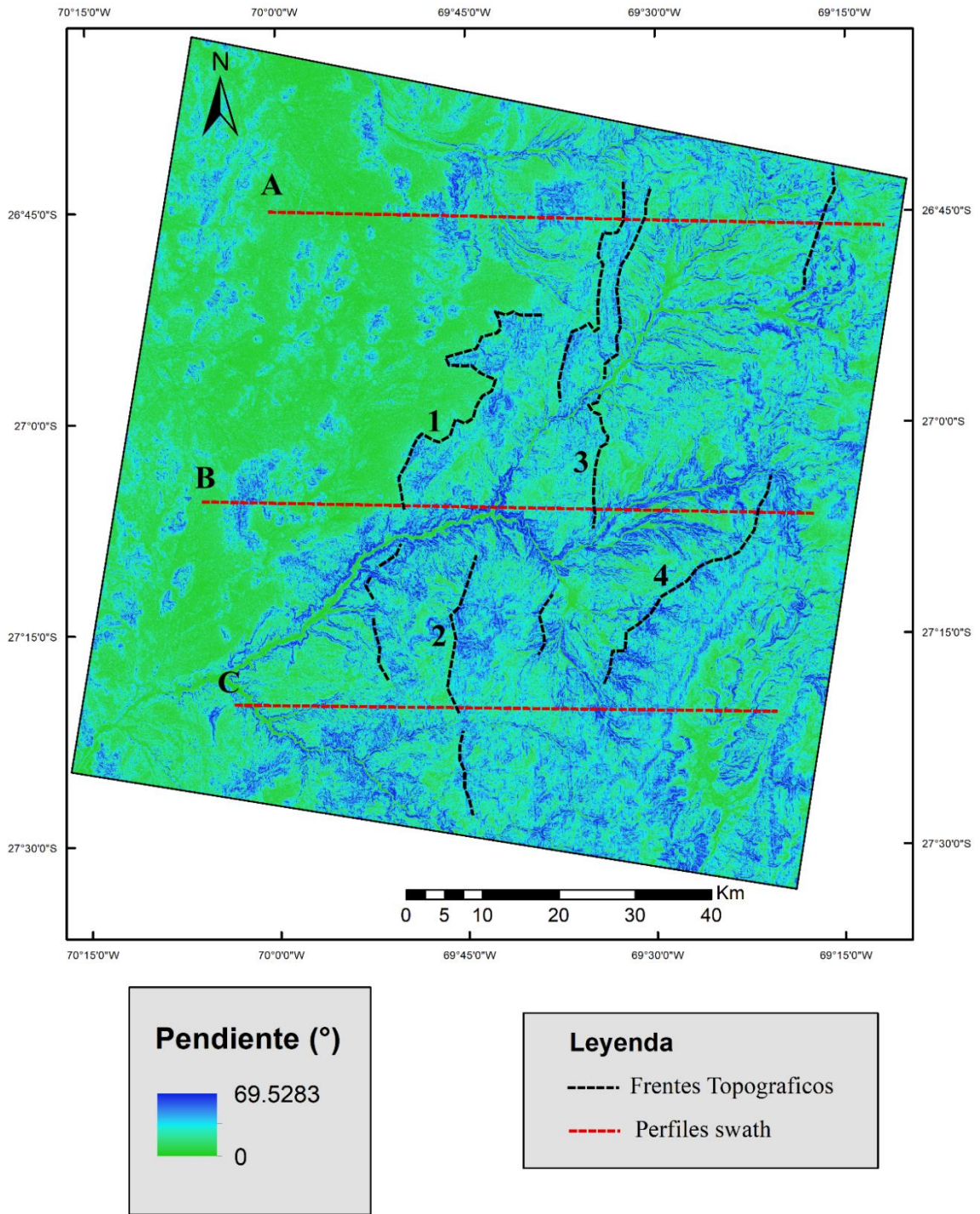


Figura 3.2: Mapa de pendiente a lo largo del área de estudio derivado del SRTM DEM. Las líneas discontinuas negras indican los distintos frentes topográficos de la zona, y las líneas discontinuas rojas marcan la posición de los perfiles swath A, B y C, de la Figura 3.3

El frente topográfico occidental no está asociada a una falla tectónica, sino más bien al retroceso del escarpe, que separa dos unidades morfoestructurales alargadas de norte a sur correspondientes a la Depresión Central y la Cordillera de Domeyko, define dos áreas que se diferencian en su pendiente (Figura 3.2). La Cordillera de Domeyko presenta valores de pendientes contrastantes, con valores de pendientes muy altos ($> 45^\circ$) asociados a cañones y sierras, y valores bajos ($< 20^\circ$) observado en los interfluvios, depresiones tectónicas, faldones de complejos volcánicos y en terrazas en la ladera de los valles (Figura 3.2). La Depresión Central tiene valores de pendiente más homogéneos que la Cordillera de Domeyko, aunque localmente se observan valores altos de pendiente, asociados a la incisión del río principal, y a los inselbergs.

Los otros frentes topográficos al este del frente topográfico principal, están relacionados con la formación de cadenas montañosas que son paralelas a fallas tectónicas, al este del frente topográfico principal, de oeste a este, los frentes topográficos relacionados con fallas son: Frente Topográfico 2 (Falla La Ternera), Frente Topográfico 3 (Falla Agua Amarga) y Frente Topográfico 4 (Falla Vega La Junta) (Figura 3.2).

Un perfil swath nos permite dar una visión del relieve de gran escala de un paisaje, en este trabajo se eligieron tres zonas de interés (Figura 3.2). El perfil swath A, en la zona norte del área estudio, a la latitud de Inca de Oro (Figura 3.2 y 3.3.a), el perfil swath B, céntrico, a la latitud de La Puerta (Figura 3.2 y 3.3.b) y el perfil C, meridional, a la latitud de Copiapó (Figura 3.2 y 3.3.c), muestran que la sección más meridional del Sistema de Fallas de Domeyko, ósea la Falla Agua Amarga (AAF) y Falla Vega La Junta (VJF), son una característica topográfica de primer orden. Desde allí hacia el oeste define una morfología inclinada hacia el oeste, con una altitud media que disminuye progresivamente y altos topográficos asociados a inselbergs. De los perfiles A y B, se puede observar que la parte occidental de estos, hay una zona plana, de baja altitud (que se observa con más claridad en el perfil swath A, a los 1.500 m de altura aproximadamente) y en la parte más céntrica-oriental hay un relieve montañoso (valles-montañas), confirmando la existencia del frente topográfico occidental, que separa dos unidades morfoestructurales alargadas de norte a sur correspondientes a la Depresión Central y la Cordillera de Domeyko.

Al este del SFD, en la zona céntrica y septentrional (Figura 3.3 a y b), se presenta una disminución abrupta de las altitudes medias, una subzona plana relativa, que corresponden a una depresión intermontana en la Cordillera de Domeyko: la cuenca hidrográfica de San Andrés. Esta depresión está limitada al este por las fallas de tendencia NW-SE y las fallas inversas NNE, ambas relacionadas con la DFS y la Franja Maricunga. En la zona meridional, se observa una elevación constante, con un leve aumento de altitud al este de la Falla La Ternera (LTF) y una disminución abrupta de las altitudes, al este de la Falla El Varillar (EVF), asociado a una depresión tectónica.

Las altitudes máximas registradas al este del SFD corresponden solo a los volcanes del Oligoceno al Mioceno medio, asociados a la Franja Maricunga (Figura 3.3b).

El grado de incisión, definido como la diferencia entre la altitud máxima y mínima del perfil, presente en la zona septentrional, céntrica y meridional, es alto, pero disminuye progresivamente hacia el oeste desde los 2100 m.s.n.m. en la Depresión Central en la zona septentrional (Figura 3.3.a), en la zona céntrica (Figura 3.3.b) a 2100 m.s.n.m. en el paso de la Cordillera de Domeyko a la Depresión Central y en la zona meridional (Figura 3.3.c) se observa un grado de incisión igual en todas las partes.

El grado de incisión disminuye en la depresión central a ambos lados de los inselbergs, a los 2100 m.s.n.m. aproximadamente (en el perfil septentrional y céntrico), y al este de la Falla La Ternera (en el perfil meridional). El grado de incisión aumenta en la Cordillera de Domeyko principalmente en la cuenca El Hielo (perfil céntrico).

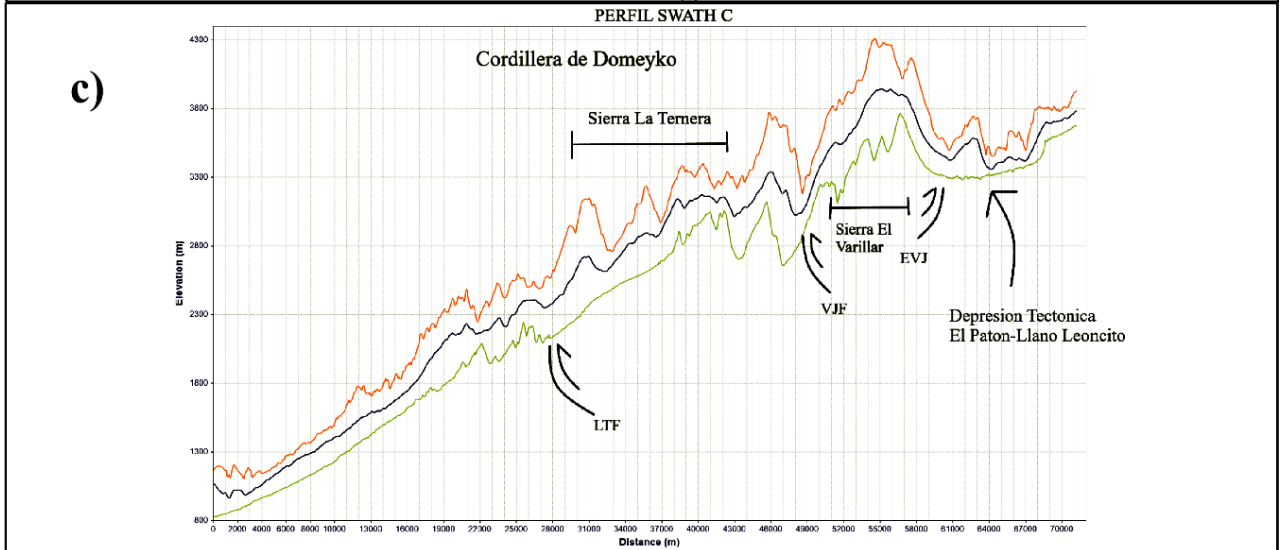
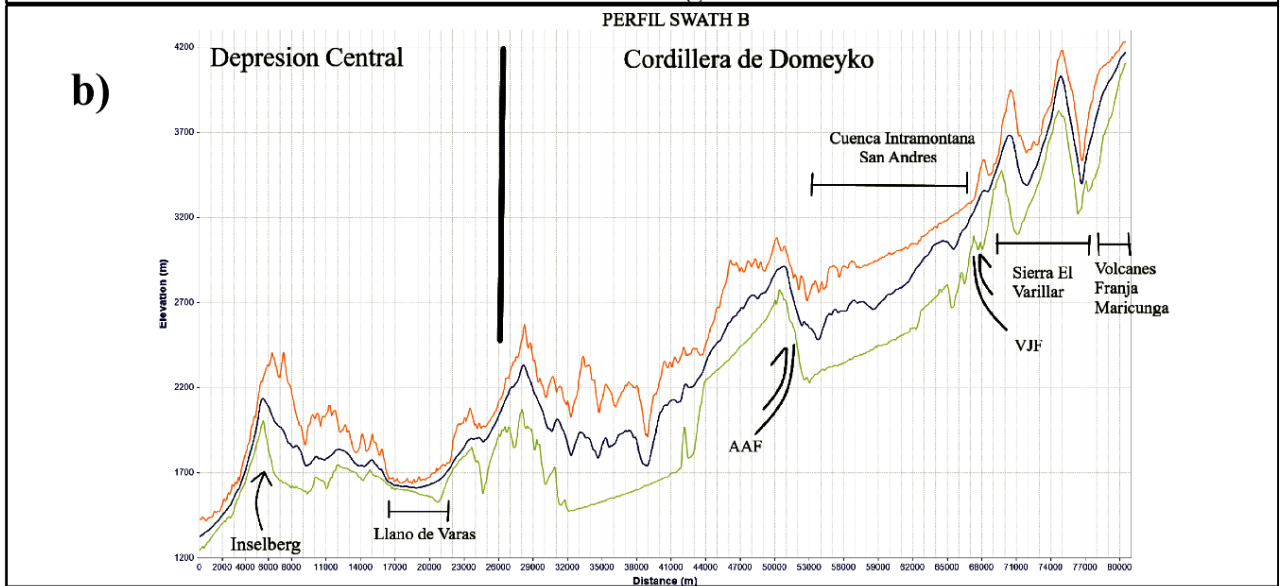
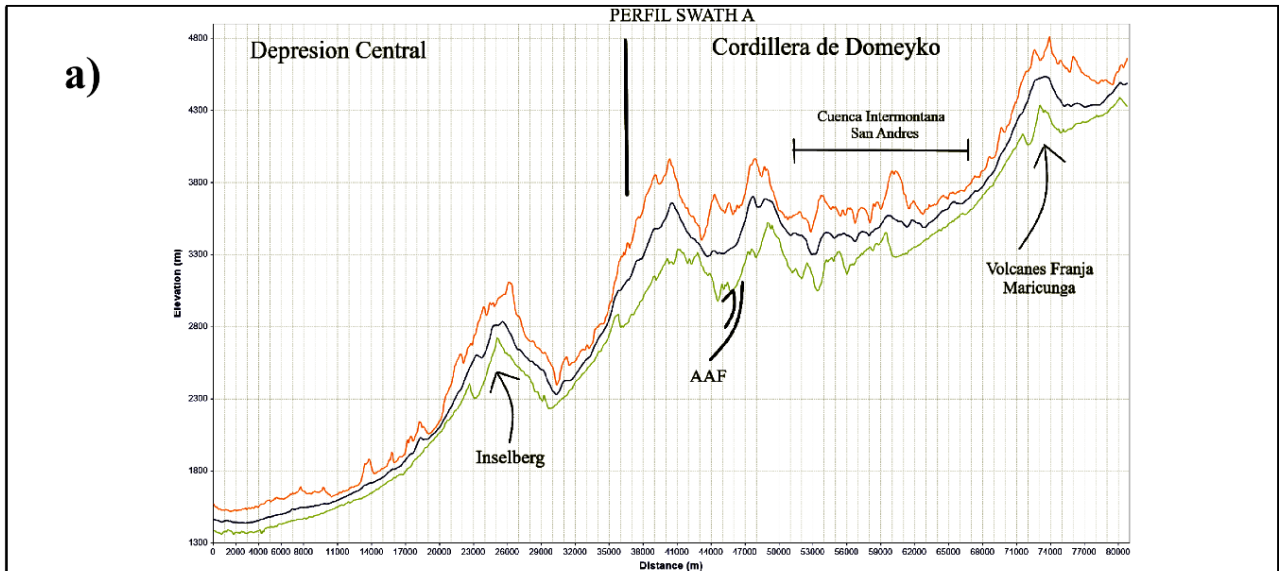


Figura 3.3: Perfiles swath extraídos desde modelos de elevación digital de 30 m de resolución, que muestran las altitudes máximas y mínimas, y altitud media promediadas N-S, para franjas orientadas E-W de 5 km de ancho para el perfil A (norte), perfil B (centro) y perfil C (sur). Ver Figura 3.2 para la ubicación de las franjas. Abreviatura para las principales fallas del Sistema de Fallas de Domeyko: AAF, Falla Agua Amarga; VJF, Falla Vega La Junta; LTF, Falla La Ternera; EVJ, Falla El Varillar.

La geoforma de primer orden, que constituye en la zona de estudio, está representada por distintos niveles de superficies de bajo relieve a distintas alturas, que dominan los interfluvios de la cuenca de drenaje, y como terrazas en la ladera de los valles, este tipo de morfología es conocida como pedimentos.

Los pedimentos son superficies erosivas de bajo relieve labradas sobre un sustrato rocoso (Burbank y Anderson, 2011), en una amplia variedad de ambientes litológicos (Strudley et al., 2006), puede presentar una superficie aluvial, que representa el material erosionado resultante de la degradación de la superficie de sustrato rocoso (Cooke, 1970), se encuentran principalmente en regiones áridas, aunque muchos autores no restringen el proceso de pedimentación al clima (Ritter et al., 2002), la coalescencia de pedimentos a escala regional forma pediplanicies (Bissig et al., 2002), tienden a formarse en zonas locales de estabilidad geomorfológica relativa, cercano al nivel de base (Burbank y Anderson, 2001), y su bajo relieve y pendiente indican que la incisión se inhibió durante la formación del relieve.

Ya que se considera que estas superficies se forman cercano al nivel de base, los remanentes de pedimentos ubicados a gran altura, se utilizan para inferir alzamientos posteriores (Babault et al., 2005). Sin embargo, también es posible explicar el desarrollo de estas superficies en altura, producto del ascenso del nivel de base provocado por la agradación de sedimentos en el piedemonte (Babault et al., 2005) y por la conformación de niveles de base locales.

Varios han sido los estudios de pedimentos en los Andes Centrales de Chile (Paskoff, 1970; Mortimer, 1973; Bissig et al., 2002; Riquelme et al., 2003, 2007; Farías et al., 2008; Urresty, 2009; Garrido, 2009; Bissig y Riquelme, 2010; Aguilar, 2011; Pinochet, 2013, Rodríguez et al., 2014 y Rossel, 2016) como marcadores de la evolución de los paisajes,

debido a las características de su génesis, es posible medir la influencia de la actividad tectónica y la erosión.

3.1 SUPERFICIES DE BAJO RELIEVE DE LA QUEBRADA PAIPOTE

Para poder identificar estas superficies de bajo relieve en la zona de estudio, se utilizó el Modelo de clasificación semi-automatizada de superficies (SCM), con el cual solamente se necesita de un software de información geográfica, que en nuestro caso se empleó el ArcGIS, y de un modelo de elevación digital (DEM) del área de interés (Figura 3.4.a). Si bien el uso de este método es aplicado mayormente al reconocimiento de terrazas marinas (Bowles y Cowgill, 2012; Jara-Muñoz et al., 2015 y Jara-Muñoz et al., 2017), terrazas fluviales (Astudillo-Sotomayor et al., 2021) y abanico aluvial (Frankel y Dolan, 2007), también es útil para estudiar pedimentos, ya que el SCM nos proporciona una métrica única para identificar superficies topográficas con pendiente y rugosidad baja.

Como primer paso, utilizando esta metodología, se generó un mapa de pendientes, utilizando una ventana móvil de 3x3, para calcular los valores de pendientes para cada celda individual en el DEM siguiendo a Burrough y McDonnell, (1998); luego, recortamos el mapa de pendientes configurando todas las pendientes $>25^\circ$ como nulas (Figura 3.4.b).

Luego, nuevamente usamos una ventana móvil de 3x3 para calcular la desviación estándar para cada celda en el DEM, ya que la rugosidad de la superficie es la desviación estándar de la pendiente (Frankel y Dolan, 2007), y se eliminan los valores de relieve local mayores al 90% de los datos, que en nuestro caso es 5.27 (Figura 3.4.c). Tanto los valores de pendientes como de rugosidad deben ser normalizados, ya que los ráster pueden contener valores anómalamente altos luego de computar la pendiente y el relieve local (i.e., en los bordes del DEM y en píxeles sin datos). Y la normalización los convierte en parámetros adimensionales con el mismo rango de valores [0 – 1]. Por último, para producir el SCM, combinamos la pendiente normalizada y la rugosidad de la superficie con pesos iguales: $SCM = (Pendiente\ DEM \times 0,5) + (Rugosidad\ de\ superficie\ DEM \times 0,5)$, y se eliminó los valores mayores a 0.4 del SCM (Figura 3.4.d). Si bien Bowles y Cowgill, 2012, utiliza un valor de pendiente de 15° y de SCM de 0.3, para terrazas marinas, en este

trabajo se consideró un umbral de pendiente del 25° y de 0.4 para el SCM, debido a que estamos estudiando pedimentos en la alta cordillera y el gradiente topográfico del margen andino desciende hacia el Océano Pacífico, y debido a la ocurrencia de paleovalles que podrían contener superficies de pendientes mayores.

Como segundo paso, se realizaron correcciones manuales para discriminar entre todas las superficies que el SCM registre, y no sean relacionadas con procesos de pedimentación, como, cuerpos de agua, construcciones, complejos volcánicos, domos volcánicos, calderas volcánicas, unidades con estratificación subhorizontal, tobas y las superficies activas como las asociadas a laderas y fondos de valle actuales (depósitos cuaternarios); de las superficies abandonadas que representan formas transientes heredadas que nos permiten estudiar la evolución de la cordillera a escala orogénica.

Como tercer paso, se visualizó el SCM por elevación en el ArcGIS y con la ayuda del software Google Earth Pro, se procedió a mapear las superficies y posteriormente agruparlas considerando a la altura y posición en que se encuentran.

Además, para poder identificar los frentes topográficos que delimitan los distintos escalones de superficies de bajo relieve identificados en la zona de estudio, se generó un mapa de pendientes, utilizando una ventana móvil de 3x3, para calcular los valores de pendientes para cada celda individual en el DEM, después se recortó el mapa de pendientes configurando todas las pendientes $<30^\circ$ como nulas.

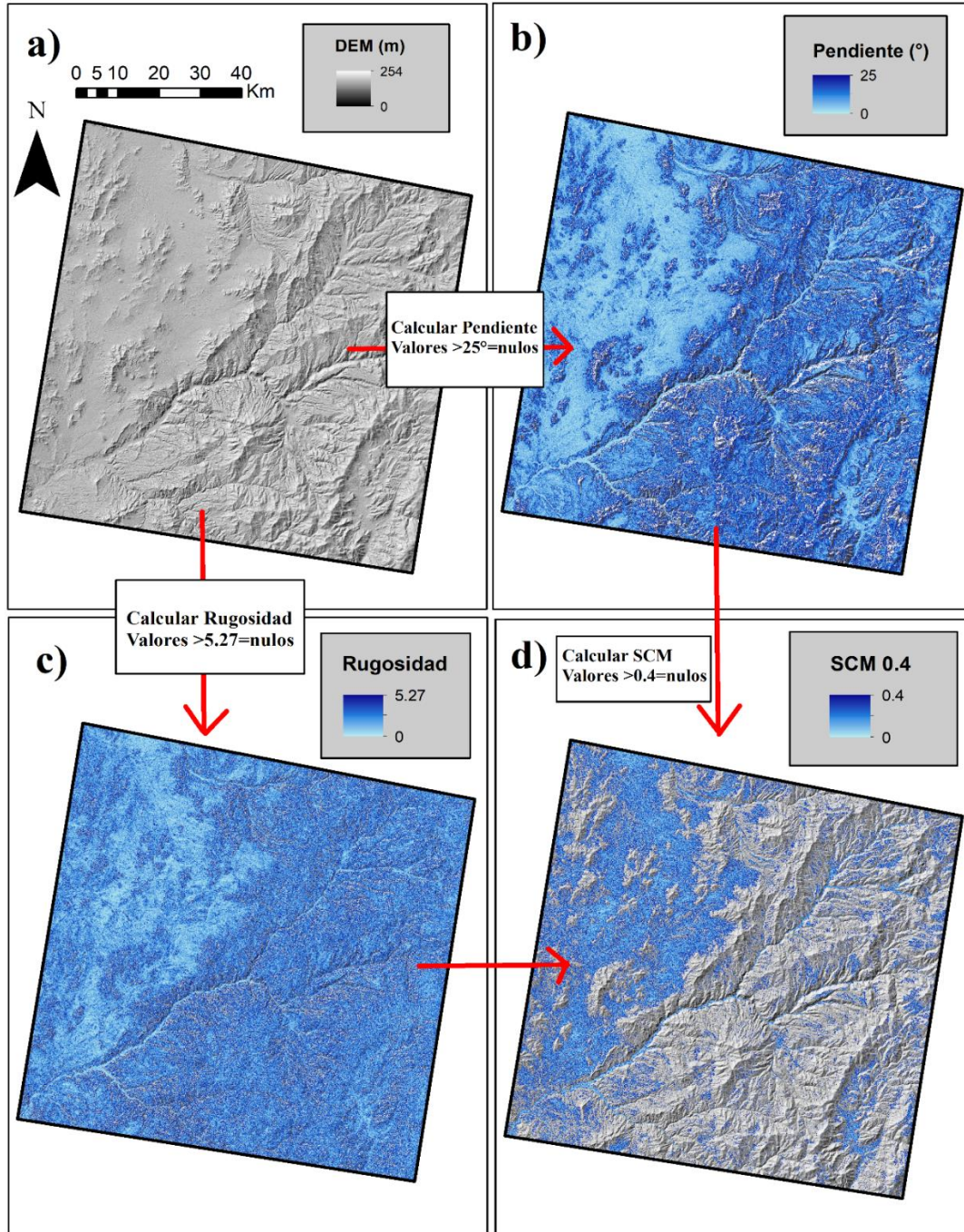


Figura 3.4: Explicación de la clasificación de superficie semiautomatizada (SCM), para identificar superficies de baja pendiente y relieve con un DEM de 30 m de resolución. A) Mapa de sombras del DEM del área de estudio, con la elevación indicada y rampa de colores. B) Mapa de pendientes generado a partir del DEM con valores mayores a 25° establecidos como nulos. C) Mapa de rugosidad de la superficie generado a partir del DEM con valores mayores a 5.27 establecidos como nulos. D) Modelo de clasificación de superficie (SCM) derivado utilizando valores de rugosidad y pendiente normalizados igualmente ponderados, con valores mayores a 0.4 establecidos como nulos.

Con base en el reconocimiento y caracterización de superficies de bajo relieve, de acuerdo a su ubicación y elevación, se identificaron nueve superficies (Figura 3.5).

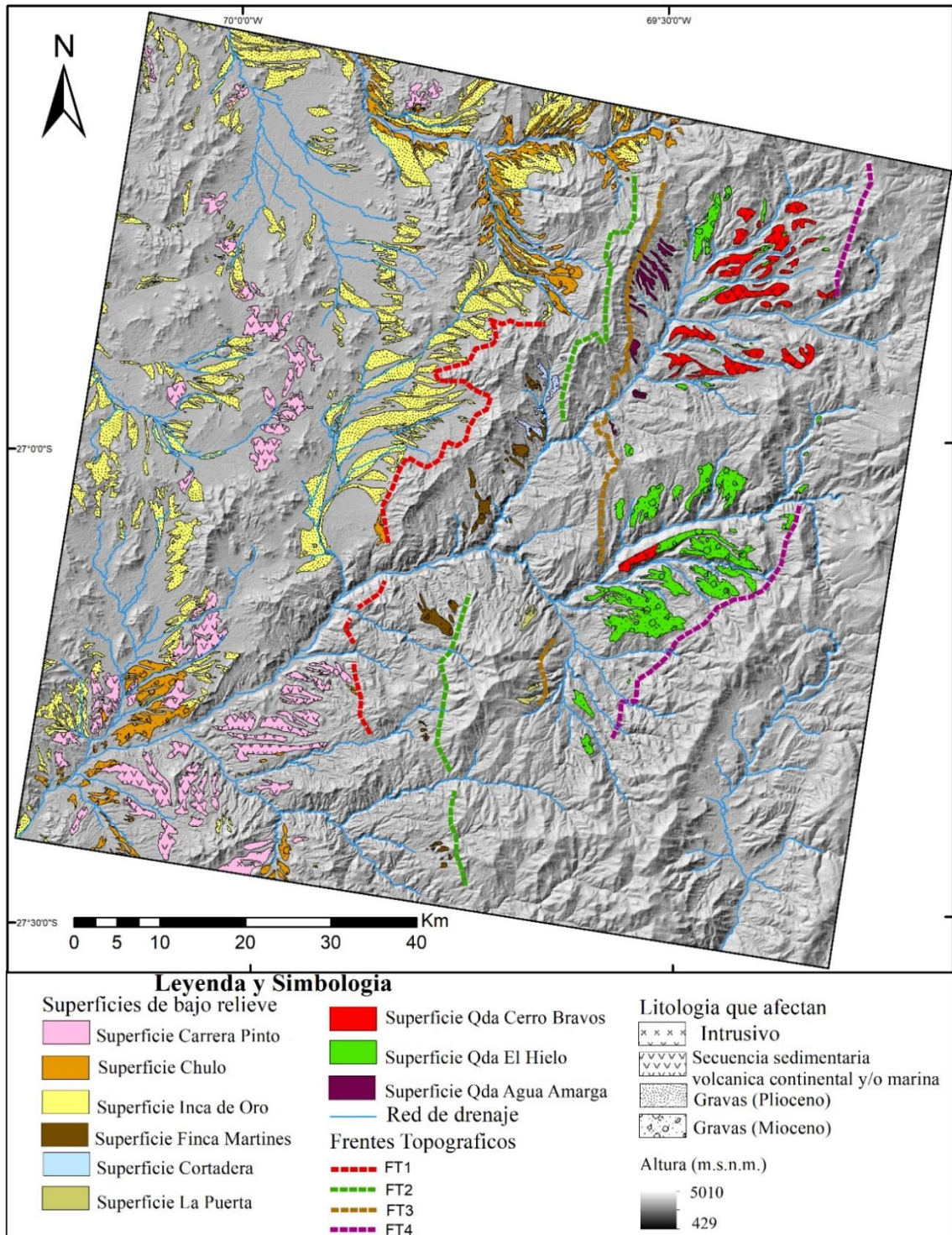


Figura 3.5: Mapeo geomorfológico del curso alto del río Copiapó. Donde se incluyen remanentes de pedimentos a lo largo del área de estudio, en imagen en relieve sombreado del DEM SRTM. También incluye las litologías sobre las cuales están labradas y los frentes topográficos.

A continuación, se describe cada superficie por separado:

3.1.1 Superficie Carrera Pinto

En la zona oriental del área de estudio (Figura 3.5), tanto en la Depresión Central como en la Cordillera de Domeyko, se observa una superficie de bajo relieve con una pendiente promedio de 7° y altitudes que varían entre los 641 m.s.n.m. y 2135 m.s.n.m., con un promedio de 1386 m.s.n.m. En la quebrada Chulo y el Llano Las Lozas, esta superficie se encuentra solapada por una cubierta sedimentaria correspondiente a las Gravas de Atacama (Mga). Hacia el este, en la parte septentrional del mapa, el salto de altitud dado por el Frente Topográfico 1, limita esta superficie de la Superficie Finca Martines.

Esta superficie, denominada como Superficies Carrera Pinto (Figura 3.6), es de carácter erosivo y se labró independientemente de la litología, en rocas volcánicas sedimentarias continental a marinas, del Jurásico Superior, Cretácico y Paleoceno, granitoides del Cretácico y Paleoceno-Eoceno. La edad del emplazamiento más joven del Granitoide de Paleoceno (Plutón Cabeza de Vaca), de 59 Ma (Seegerstrom, 1968); sumado a que la cobertura sedimentaria (Mga) tiene una edad de 12 y 15 Ma. Estos datos marcan una edad de formación de esta superficie del Paleoceno Superior hasta el Mioceno Medio.

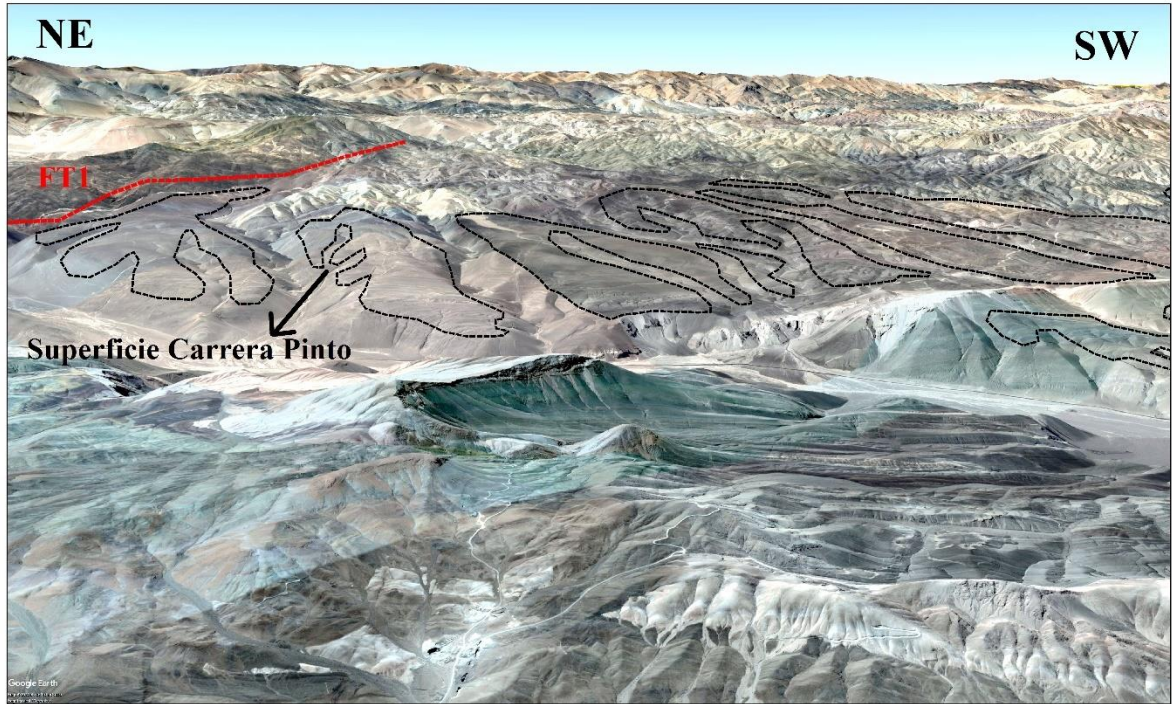


Figura 3.6: Imagen extraída de Google Earth Pro, donde se aprecia la Superficie Carrera Pinto (en líneas discontinuas negras) y FT1 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 1.

3.1.2 Superficie Chulo

Como se mencionó anteriormente, la Superficie Carrera Pinto se encuentra solapada en la esquina sur-occidental del área de estudio, por una sucesión de gravas (Mga), sobre la cual existe una superficie de bajo relieve, en la zona oriental del área de estudio. Esta corresponde una superficie agradacional denominada Superficie Chulo (Figura 3.7), ubicada entre los 519 m.s.n.m. y 3397 m.s.n.m., con un promedio de 1948 m.s.n.m., y una pendiente promedio de 12°. Al igual que la Superficie Carrera Pinto, esta superficie se encuentra limitada al este por el Frente Topográfico 1.

Esta superficie se observa en la esquina sur-occidental, en la quebrada El Chulo y en la parte más septentrional del área de estudio, en la quebrada Chañaral Alto, asociada a extensas terrazas de sedimentos aluviales, coluviales y fluviales, en la ladera de los valles.

En distintos niveles de cenizas que se intercalan en las gravas (Mga) en la quebrada Chañaral Alto, se han obtenido edades K-Ar que varían entre 12 y 15 Ma (Cornejo et al., 1993), en la misma quebrada, pero fuera del área de estudio, también se han obtenido

edades K-Ar en biotita, de 9 y 10 Ma (Matthews et al., 2006), en ignimbritas, conocida como Ignimbrita San Andrés, sellando el techo de esta superficie. Estos antecedentes permiten restringir una edad de formación para esta superficie entre Mioceno Medio a Superior.



Figura 3.7: Fotografía donde se aprecia de líneas negras discontinuas la Superficie Chulo.

3.1.3 Superficie Inca de Oro

Ampliamente distribuidos en el dominio tanto de la Depresión Central como el de la Cordillera de Domeyko, al oeste del Frente Topográfico 1 (Figura 3.5), se aprecian relictos de una superficie agradacional de bajo relieve, denominada como Superficie Inca de Oro (Figura 3.8). Presenta unas altitudes que van desde los 435 m.s.n.m. hasta los 3291 m.s.n.m., con un promedio de 1806 m.s.n.m. y una pendiente promedio de 6°. Se encuentran sobre la unidad sedimentaria MPa, que en planta preservan la morfología de grandes conos aluviales individuales o coalescentes, coincidentes con planicies inclinadas, adosadas a zonas topográficamente altas, disecadas por una red de drenaje cuaternarios.

En el Llano de Chulo y la quebrada Chañaral Alto, esta superficie está sobre la Superficie Chulo antes mencionada, edades K-Ar en biotita dieron $6,3 \pm 0,4$ Ma (Godoy y Lara, 1998), al norte del área de estudio (Diego de Almagro) en la unidad sedimentaria MPa, y la presencia de la Ignimbrita San Andrés, subyacente a esta superficie, acota la edad máxima de esta, al Mioceno Superior.

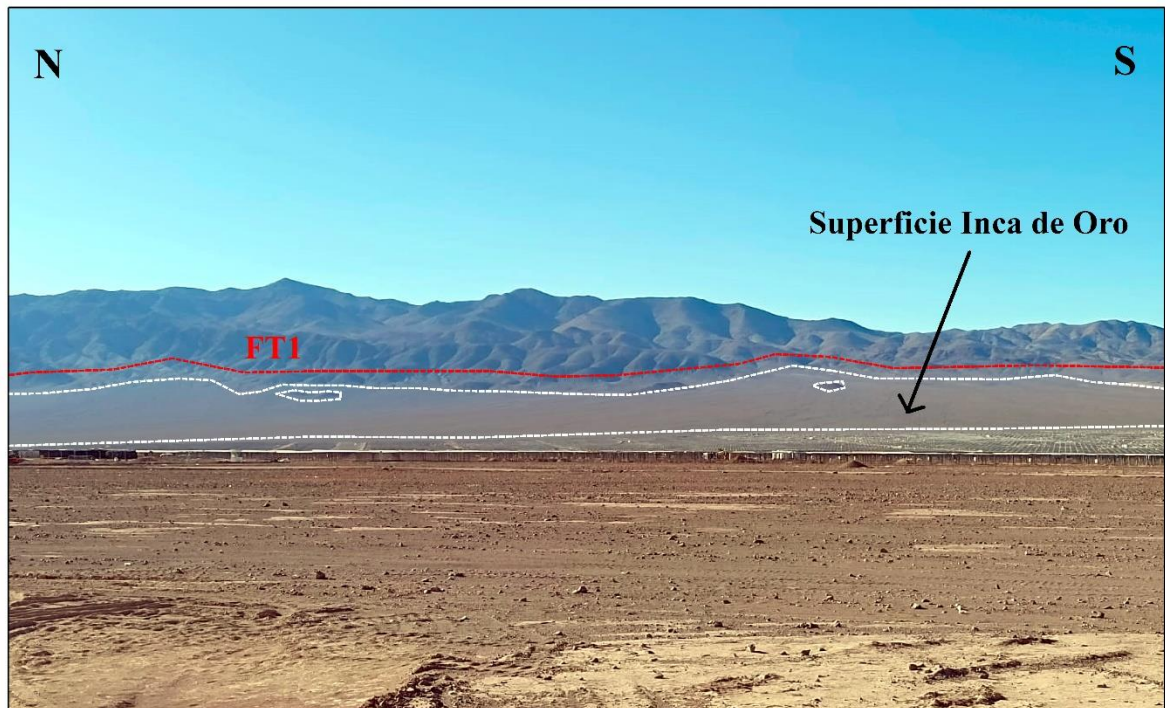


Figura 3.8: Fotografía donde se aprecia la Superficie Inca de Oro (en líneas discontinuas blancas) y FT1 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 1.

3.1.4 Superficie Finca Martines

Más al este de las otras superficies, en la parte occidental del dominio de la Cordillera de Domeyko (Figura 3.5), se encuentra la Superficie Finca Martines (Figura 3.9), está en promedio a 896 m respecto a la Superficie Carrera Pinto, representando un salto de altitud asociado al Frente Topográfico 1.

Presenta una elevación que varía entre 1872 m.s.n.m. y 3111 m.s.n.m., con un promedio de 2349 m.s.n.m., y una pendiente promedio de 14° , se labró sobre rocas sedimentarias del Triásico e intrusivos del Paleoceno Inferior. Se encuentra sobre la cobertura sedimentaria Mga, y está sellada por la unidad sedimentaria MPa.

Cabe mencionar que esta superficie se encuentra en la parte céntrica y meridional del área de estudio, y están limitadas al este por el Frente Topográfico 2.

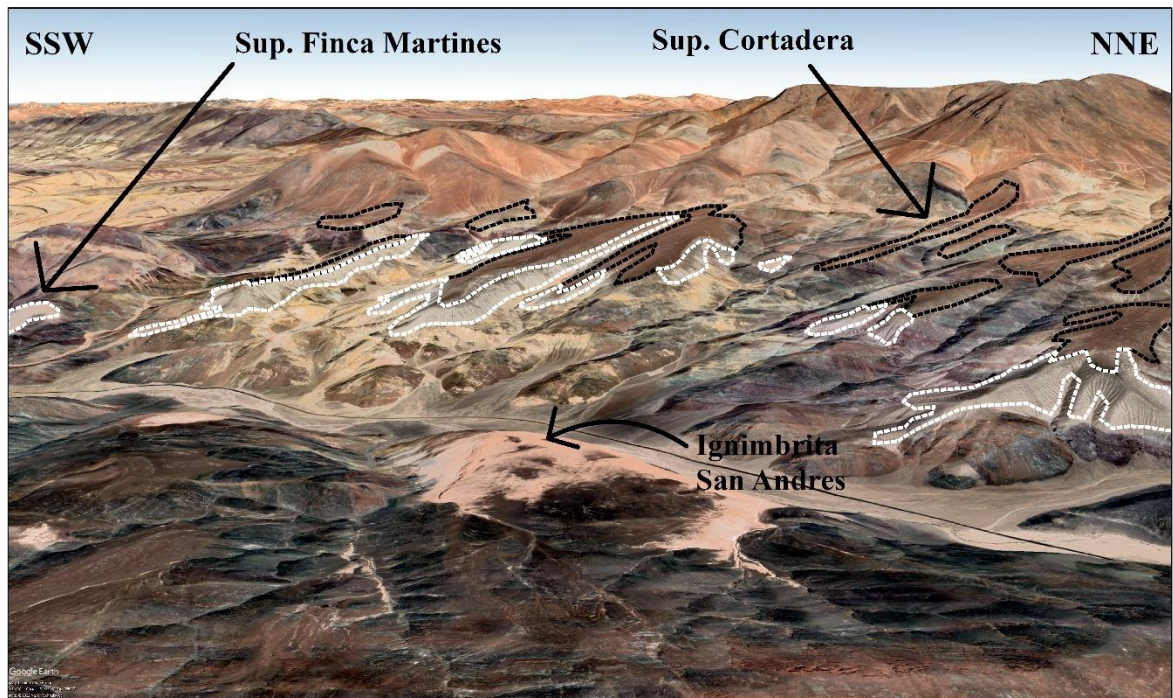


Figura 3.9: Imagen extraída de Google Earth Pro, donde se aprecia la Superficie Finca Martines (en líneas discontinuas blancas) sobre las Gravas Miocenas, las cuales están encajonadas a la Superficie Cortadera (en líneas discontinuas negras) sobre las Gravas Pliocenas. Además, en la parte inferior de la imagen se observa la Ignimbrita San Andrés, que a lo largo del área de estudio se observa separando estas dos superficies.

3.1.5 Superficie Cortadera

Al igual que la Superficie Finca Martines, esta Superficie se encuentra al oeste del Frente Topográfico 1 y al este del Frente Topográfico 2, es una superficie de bajo relieve de carácter agradacional (Figura 3.5), denominada Superficie Cortadera y se encuentra restringida en la quebrada Cortadera (Figura 3.9). Tiene unas altitudes que van desde los 2397 m.s.n.m. y los 3162 m.s.n.m., con un promedio de 2735 m.s.n.m. y una pendiente promedio de 11°. Esta superficie se encuentra sobre la unidad sedimentaria MPa.

Como la Superficie Inca de Oro está encajonada a la Superficie Chulo al oeste, la Superficie Cortadera se encuentra sobre la Superficie Finca Martines. Y se habría formado desde el Mioceno Superior, como se mencionó anteriormente (sección 3.1.3.).

3.1.6 Superficie La Puerta

En el lente estructural, al este de Frente Topográfico 2, que representa un salto de altitud de aproximadamente 662 m, y al oeste del Frente Topográfico 3, paralela a la traza de la Falla Agua Amarga (que representa un salto en altitud de este a oeste), sobre la Sierra La Ternera de dirección NNE (Figura 3.5), se encuentra una superficie de origen agradacional, denominada Superficie La Puerta (Figura 3.10).

Presenta altitudes que van desde los 2330 m.s.n.m. a los 3245 m.s.n.m., con una altitud media de 2743 m.s.n.m. y una pendiente promedio de 15°. Al igual que la Superficie Finca Martines, esta superficie está sobre la cobertura sedimentaria Mga, por ende, se le restringe una edad de formación para esta superficie entre Mioceno Medio a Superior.

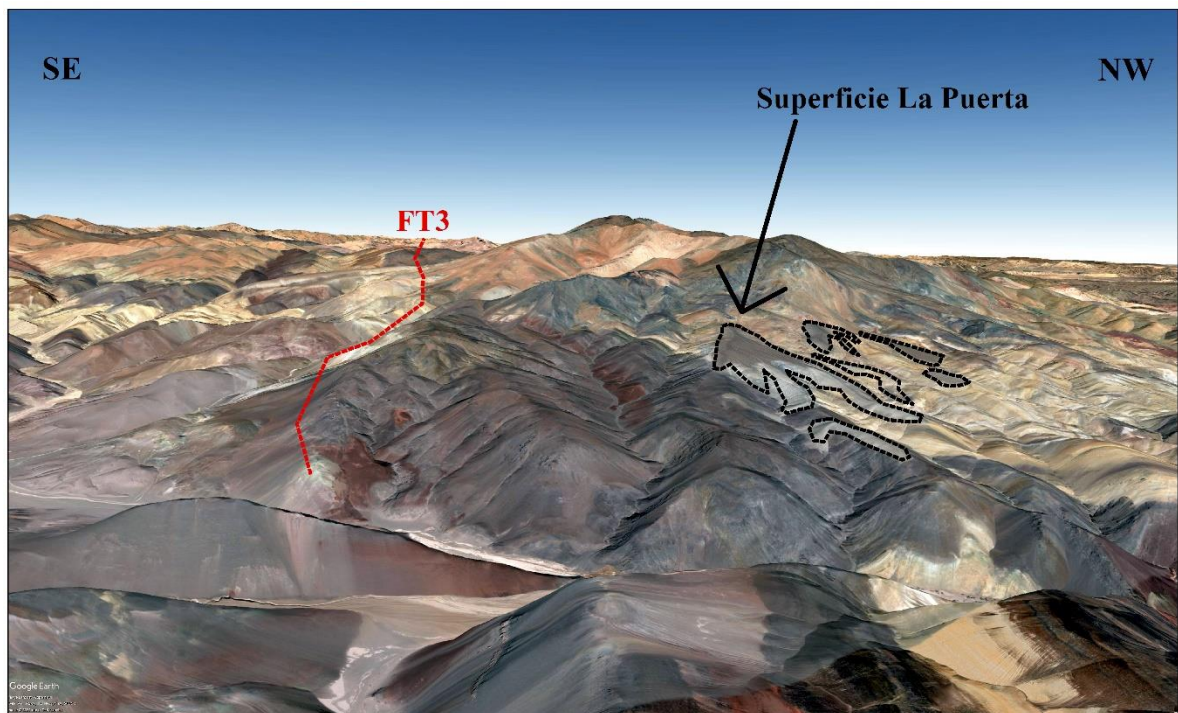


Figura 3.10: Imagen extraída de Google Earth Pro, donde se aprecia la Superficie La Puerta (en líneas discontinuas negras) y FT3 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 3.

3.1.7 Superficie Quebrada Cerros Bravos

En la parte noreste del área de estudio, entre los Frentes Topográficos 3 y 4, se observa una superficie que miente al oeste de origen erosivo subplanar entre los ríos (en los interfluvios) del alto curso de la cuenca Paipote (Figura 3.5), a una altura de 496 a 270 m

de los dichos ríos, denominada Superficie Quebrada Cerros Bravos (Figura 3.11). Presenta alturas que varían entre los 2465 m.s.n.m. hasta los 4143 m.s.n.m., con un promedio de altitud de 3410 m.s.n.m., y una pendiente promedio de 10°.

Esta superficie se extiende en dirección NE, de manera perpendicular al sistema de fallas subverticales de rumbo NNW espaciadas entre 3 y 10 km (Sistema de Fallas de Domeyko) (véase sección 2.2). Y está labrada sobre rocas volcánicas y sedimentarias clásticas del Cretácico, rocas volcánicas y sedimentarias marinas del Jurásico Superior e intrusivos hipabisales del Eoceno medio a superior. En la base los Estratos Los Carneros, entre las quebradas la Mina y Tordillo, ocurre una sección de 100 m de lavas basálticas de olivino, para las cuales se obtuvo una edad K-Ar roca total de 74 ± 3 Ma (Cornejo et al., 1998), sumado a que esta superficie subyace a una cobertura sedimentaria Mga del Mioceno medio a Superior, se le atribuye una edad de formación para la Superficie Quebrada Cerros Bravos del Cretácico Superior al Mioceno Medio.



Figura 3.11: Fotografía, donde se aprecia la Superficie Quebrada El Hielo (en líneas discontinuas negras), la Superficie Quebrada Cerros Bravos (en líneas discontinuas blancas) y FT4 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 4.

3.1.8 Superficie Quebrada El Hielo

Sobre la cobertura sedimentaria Mga mencionada anteriormente (véase sección 3.1.7 y 3.1.8), se observa una superficie de bajo relieve, manteniendo al oeste, denominada en este trabajo como, Superficie Quebrada El Hielo, en el interfluvio del curso alto del río (Figura 3.11). Presenta alturas que van desde los 2263 m.s.n.m. y los 3900 m.s.n.m., con un promedio de 3108 m.s.n.m., una pendiente promedio de 13° y se encuentra a 446 m de los fondos de los valles actuales. Tiene una extensión predominantemente NE y se encuentra sobre la superficie sobre roca de Quebrada Cerros. Además, esta superficie está sellada por la Ignimbrita San Andrés de 10-9 Ma.

3.1.9 Superficie Quebrada Agua Amarga

En la zona céntrico-oriental del área de estudio se observa una superficie de bajo relieve, con una dirección predominante NW (Figura 3.5), denominada Superficie Quebrada Agua Amarga (Figura 3.12), con altitudes que van desde los 2618 m.s.n.m. y los 3871 m.s.n.m., con un promedio de 3242 m.s.n.m., y una pendiente promedio de 12°. Se encuentra al este del Frente Topográfico 2, representando un salto de altitud en promedio de 90 m con respecto de la Superficie Cortadera. Esta superficie al igual que la Superficie Cortadera, esta superficie está sobre la cobertura sedimentaria MPa, pero no se observa relaciones de contacto con otra unidad sedimentaria. Estos depósitos MPa están sobre las Ignimbritas San Andrés ($6,3 \pm 0,4$ Ma (Godoy y Lara, 1998)), mencionada anteriormente y al este de la zona de estudio, en el Llano Los Arroyos, los Depósitos Aluviales Antiguos (MPa), infrayacen a la Ignimbrita Laguna Verde (Plioceno Inferior), K-Ar (biotita), obtenidas en intercalaciones de cenizas (tobas de caída) en conos aluviales del cerro Indio Muerto ($3,7 \pm 0,9$ Ma; Cornejo et al., 1993). Estos antecedentes restringen la edad de formación de la Superficie Quebrada Agua Amarga, desde el Mioceno Superior al Plioceno Inferior.

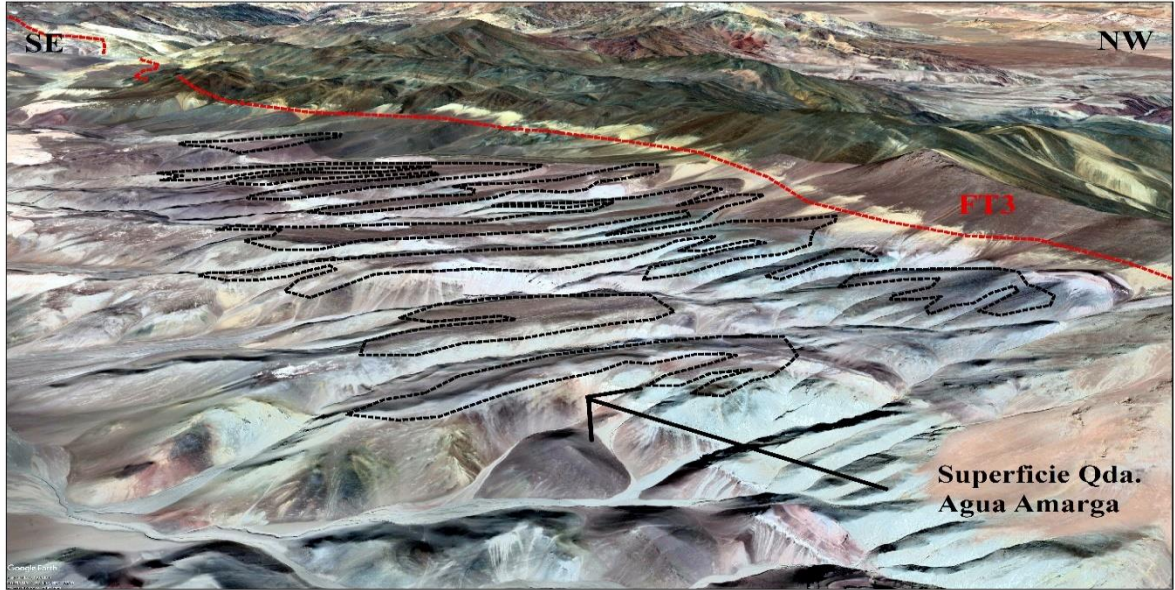


Figura 3.12: Imagen extraída de Google Earth Pro, donde se aprecia la Superficie Quebrada Agua Amarga (en líneas discontinuas negras) y FT3 indica la ubicación aproximada del Frente Topográfico 3.

Para el análisis morfométrico se utilizó el sistema de cómputo numérico MATLAB R2019b, equipando la herramienta TopoToolbox (Schwanghart y Kuhn, 2010; Schwanghart y Scherler, 2014), el cual proporciona un conjunto de funciones de MATLAB que respaldan el análisis de vías de flujo y relieve en DEMs, además se utilizó el Topographic Analysis Kit (TAK) (Forte y Whipple, 2019), que son una serie de funciones de MATLAB escritas por Adam M. Forte que se basa en la funcionalidad de Topotoolbox (las funciones, los ejecutables y el manual del usuario de MATLAB están disponibles en GitHub).

4 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DEL CURSO ALTO DE LA CUENCA PAIPOTE

En esta sección, se realizan análisis morfométricos del relieve en la principal cuenca hidrográfica del área, la cuenca Paipote y las cuencas aledañas de menor área, para entender la segmentación del antearco de la zona de estudio y relacionarla a diferentes condiciones tectónicas, climáticas y erosivas, e incluyen la construcción de curvas hipsométricas de las principales cuencas del área, perfiles del thalweg, con sus knickpoints, gráficos log (área drenada) vs log (pendiente), ksn y diagramas de chi (χ).

Antes de trabajar con TopoToolbox, los directorios y funciones deben estar en la ruta de búsqueda de Matlab. Ingrese el siguiente código en la línea de comando:

- `addpath(genpath('C:\path\to\wherever\you\installed\this\TopoToolbox-2'))` (Figura 4.1.a)

Para eliminar las carpetas.git de la ruta, ejecute:

- `rmpath(genpath('C:\path\to\wherever\you\installed\this\TopoToolbox-2\.git'))`; (Figura 4.1.a)

Para hacer que estos caminos sean permanentes, en la pestaña Set Path, guarde los cambios (Figura 4.1.b) o use el comando:

- `savepath`

Cabe mencionar que todos los procedimientos realizados para este trabajo en el MATLAB, se pueden ejecutar tanto en la ventana de comandos, como en la interfaz gráfica GUI (para más información, visite la página <https://github.com/amforte/Topographic-Analysis-Kit>, Forte, 2019).

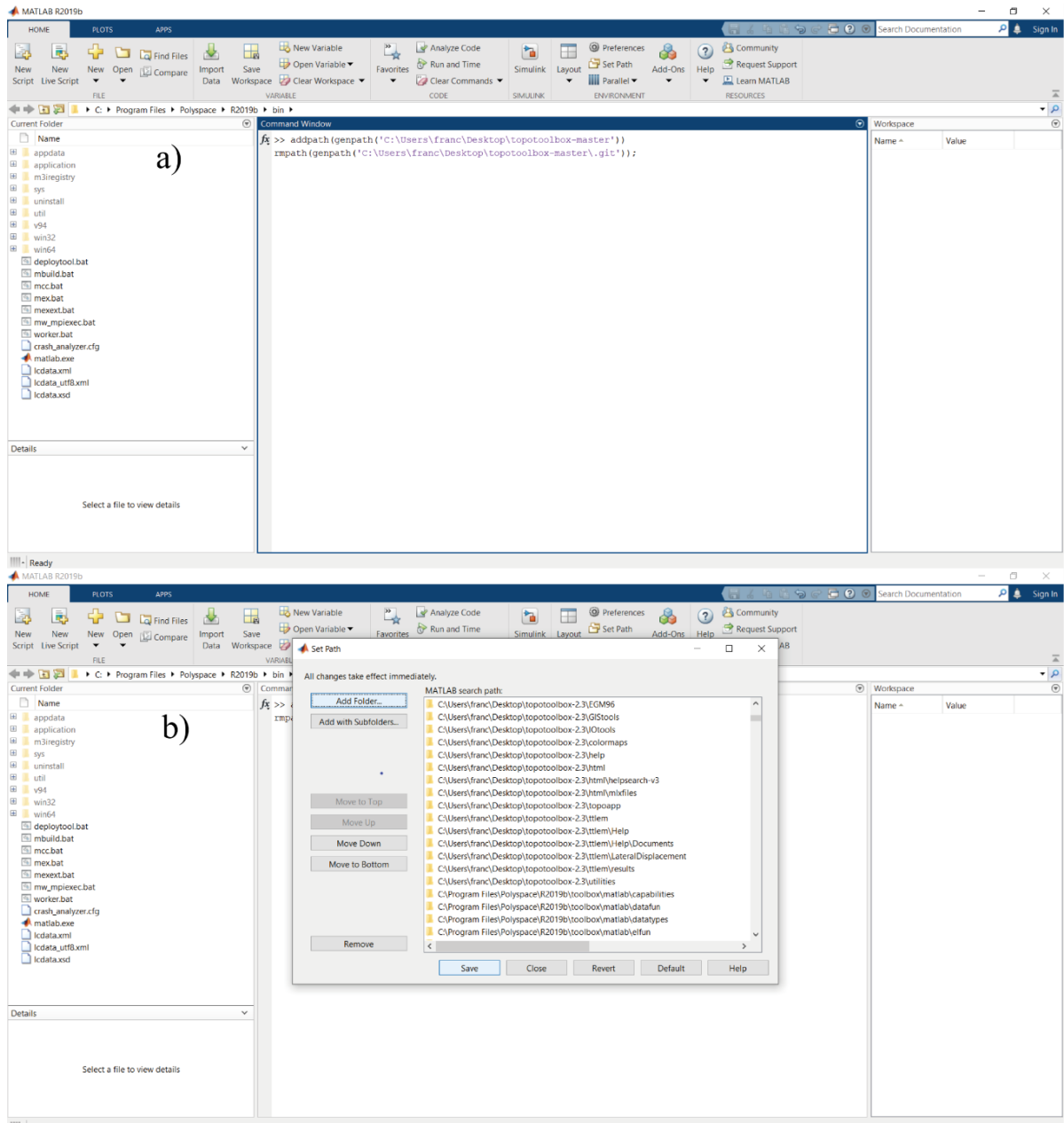


Figura 4.1: Ilustración que indica los pasos para poder equipar al MATLAB con herramienta de análisis topográfico, TopoToolbox. A) Como ingresar los directorios y funciones, para que estén en la ruta de búsqueda de MATLAB. B) Como guardar los cambios realizados.

4.1 CUENCA HIDROGRÁFICAS

Una cuenca hidrográfica de un río corresponde a la superficie aguas arriba del exutorio de un canal que vierte agua y sedimento en ese canal. Es un sistema abierto donde la energía y la materia fluyen, con límites normalmente bien definidos representados por una

divisoria de aguas, que corresponde a la línea imaginaria que separa el destino de los aportes (Bloom, 1998). Para delimitar las cuencas de drenaje de la zona de estudio se utilizó la herramienta Hydrology del software ArcGis (Figura 4.2).

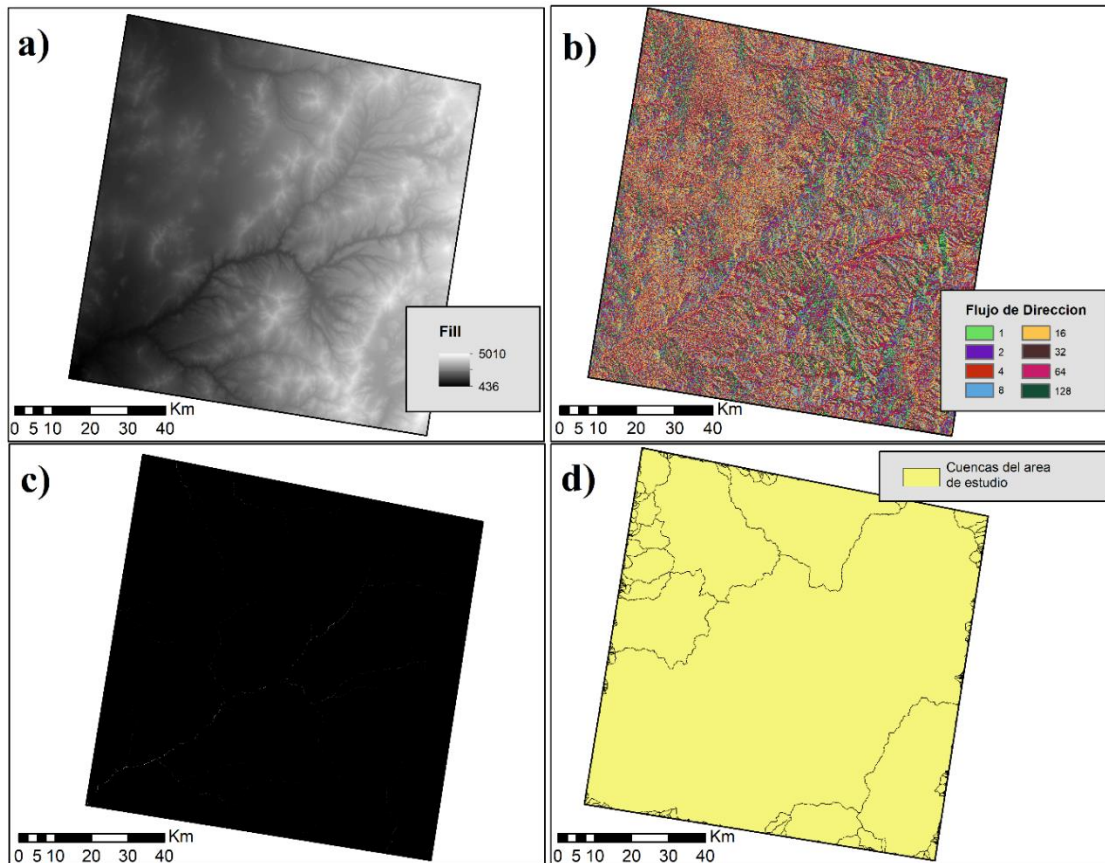


Figura 4.2: Metodología para la delimitación de las cuencas de drenaje, con la herramienta Hydrology del ArcGIS. A) Fill extraído del DEM STRM de la zona de estudio. B) Flujo de dirección. C) Flujo de Acumulación, basado en la modelización de la imagen ráster que representa la acumulación del flujo en cada pixel. D) Cuencas de drenaje delimitadas con la herramienta Basin y las seleccionadas para este estudio.

Las cuencas de drenaje seleccionadas para este estudio (Figura 4.3), fueron consideradas porque presentan áreas lo suficientemente extensas para involucrar procesos de transferencia de materia, que pueden ser ligados a factores tectónicos como factores climáticos a largo plazo y además presentan redes de drenaje de orden de Strahler igual o superior a 5 (se ahondara más este punto en la sección 4.2):

4.1.1 Cuenca Paipote

La cuenca presenta un patrón dendrítico, con orientación NE-SW, transversal a las trazas del Sistema de Fallas de Domeyko y a las unidades litológicas. La cuenca Paipote consta del canal troncal representado por la Quebrada Paipote, de orden de Strahler 6, alimentada por cinco tributarios de orden de Strahler 5 (Figura 4.3). Desde el exutorio a la cabecera de la cuenca Paipote, estos son:

Tributario 1 (subcuenca Quebrada Chulo): el canal está orientado en dirección NNE y su longitud es de 13 km de longitud. Presenta una pendiente media de 10.15°. Tributario 2 (subcuenca Quebrada San Miguel): su longitud es de aproximadamente 22 km y el canal está orientado SE. Presenta una pendiente media de 17.71°. Tributario 3 (subcuenca Quebrada La Banderita): la longitud total del canal corresponde a 21 km aproximadamente. Presenta una pendiente media de 9.98°. Los primeros 10 km inmediatamente aguas arriba de su exutorio, están orientados en dirección NNW, luego cambia la dirección de los últimos 11 km a NNE. Tributario 4 (subcuenca Quebrada San Andrés): la longitud total del canal corresponde a 36 km aproximadamente, y presenta un pequeño cambio en el rumbo del canal desde uno NE en los primeros 14 km, a otro NEE en los últimos 26 km. Presenta una pendiente media de 16.91°. Tributario 5 (subcuenca Quebrada El Hielo): con una longitud de aproximadamente de 38 km. Los primeros 10 km, inmediatamente aguas arriba de su exutorio, están orientados en dirección SEE, luego una sinuosidad pronunciada cambia la dirección de los últimos 28 km a NE. Presenta una pendiente media de 18.86°.

4.1.2 Cuenca Salitrosa

La cuenca presenta un patrón dendrítico, con orientación NNW-SSE, ubicada en la Depresión Central. La cuenca Salitrosa consta del canal troncal representado por la Quebrada Salitrosa, de orden de Strahler 5 (Figura 4.3). Presenta una pendiente media de 7.73°.

4.1.3 Cuenca Inca de Oro

La cuenca presenta un patrón dendrítico, con orientación NW-SE, ubicada en la Depresión Central. La cuenca Inca de Oro, consta del canal troncal representado por la

Quebrada La Angostura, de orden de Strahler 5 (Figura 4.3). Presenta una pendiente media de 8.70°.

4.1.4 Cuenca Finca Chañaral Alto

La cuenca presenta un patrón dendrítico, con orientación NW-SE, ubicada en la Depresión Central. La cuenca Finca Chañaral Alto, consta del canal troncal representado por la Quebrada Chañaral Alto, de orden de Strahler 5 (Figura 4.3). Presenta una pendiente media de 15.57°.

4.1.5 Cuenca El Patón-Llano El Leoncito

La cuenca presenta un patrón dendrítico, con orientación NNE-SSW, ubicada en la Cordillera de Domeyko y en la Depresión El Patón-Llano El Leoncito. El canal troncal representado por la Quebrada El Patón-Llano El Leoncito, de orden de Strahler 5 (Figura 4.3). Presenta una pendiente media de 17.41°.

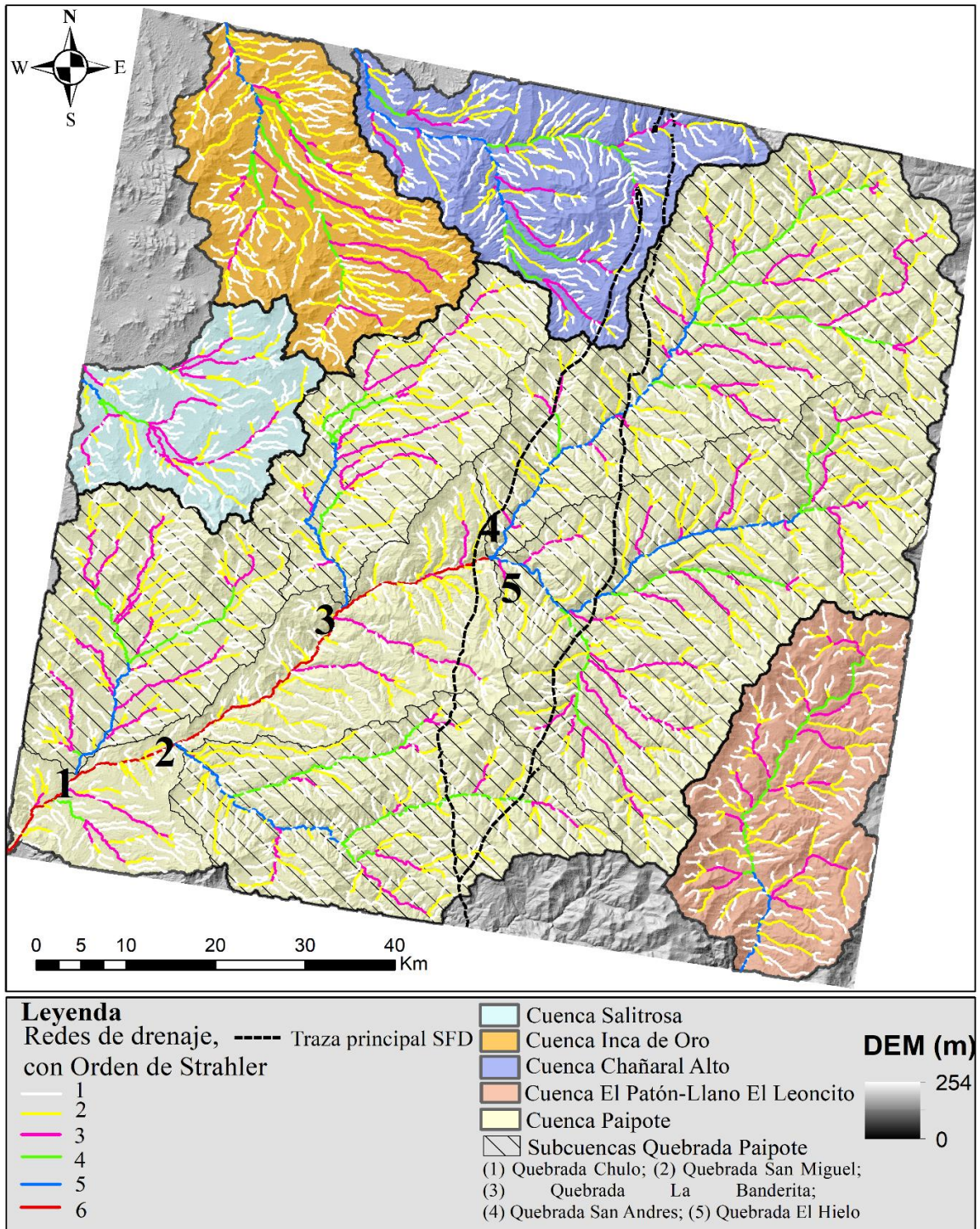


Figura 4.3: Mapa que muestra las principales cuencas de drenaje del área de estudio (Cuenca Paipote, Salitrosa, Inca de Oro, Chañaral Alto y El Patón-Llano El Leoncito) y las subcuencas de la Quebrada Paipote, además se visualiza las redes de drenaje jerarquizadas según Strahler. Además, en líneas discontinuas negras, se encuentra la ubicación aproximada de la traza principal del Sistema de Fallas de Domeyko (Falla La Ternera, a la izquierda, y Falla Agua Amarga, a la derecha).

4.1.5.1 Curvas hipsométricas

Las curvas hipsométricas de las cuencas hidrográficas, describen la distribución del área de sección transversal de una cuenca de drenaje con una elevación particular y según lo propuesto por Strahler (1952) en ocasiones se han utilizado como base para determinar las etapas de desarrollo geomórfico resultantes de procesos concurrentes de tectónica y denudación y, además, se consideran una poderosa herramienta para diferenciar entre zonas tectónicamente activas e inactivas (Keller y Pinter, 1996).

Ya con el DEM de las cuencas y subcuencas principales del área de estudio (Figura 4.3), para poder construir las curvas hipsométricas con una cantidad de 100 puntos. Dentro del programa MATLAB, se ejecuta el DEM de cada cuenca y el comando para las curvas hipsométricas:

- `DEM=GRIDobj('C:\path\to\where\the\dembasin\is');`
- `hypscurve (DEM,100)` (Figura 4.4).

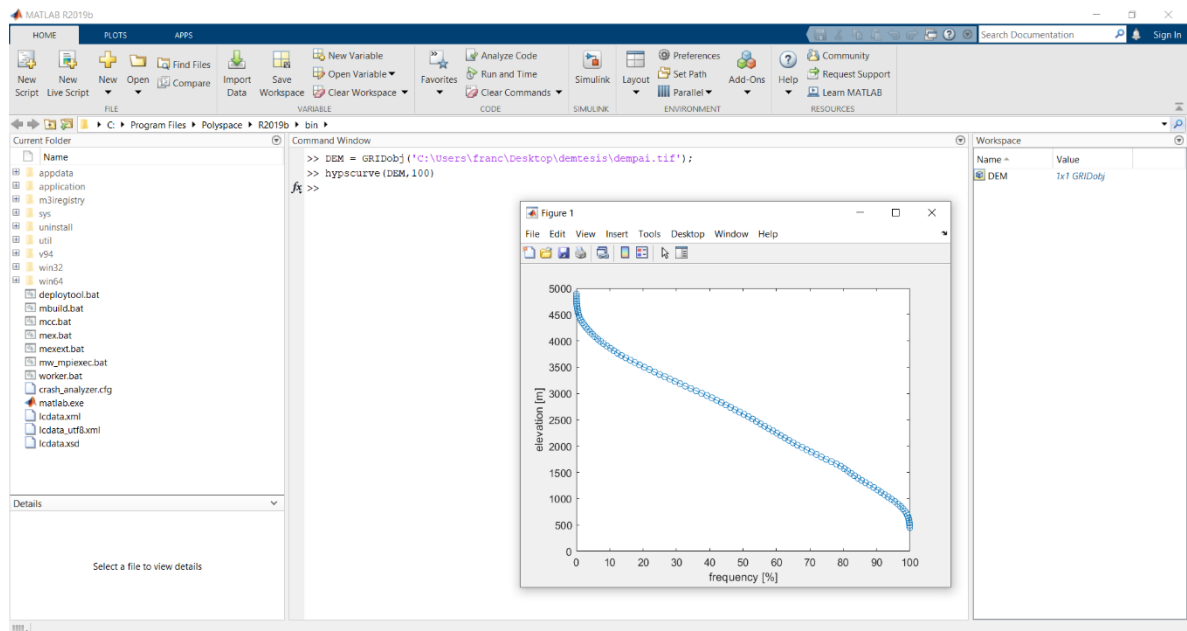


Figura 4.4: Imagen con los comandos para poder extraer las curvas hipsométricas en el MATLAB, utilizando el DEM de la cuenca Paipote como ejemplo.

Para poder realizar un estudio del área más detallado, se realizarán las curvas hipsométricas de la Cuenca Salitrosa, Inca de Oro, Chañaral Alto, El Patón-Llano El

Leoncito (Figura 4.5) y de las 5 subcuencas de la Quebrada Paipote (Figura 4.6), ya que al ser del mismo orden de Strahler, se podrá realizar una comparación oportuna y relacionarla con la posición de la estructura de mayor importancia (Sistemas de Fallas de Domeyko).

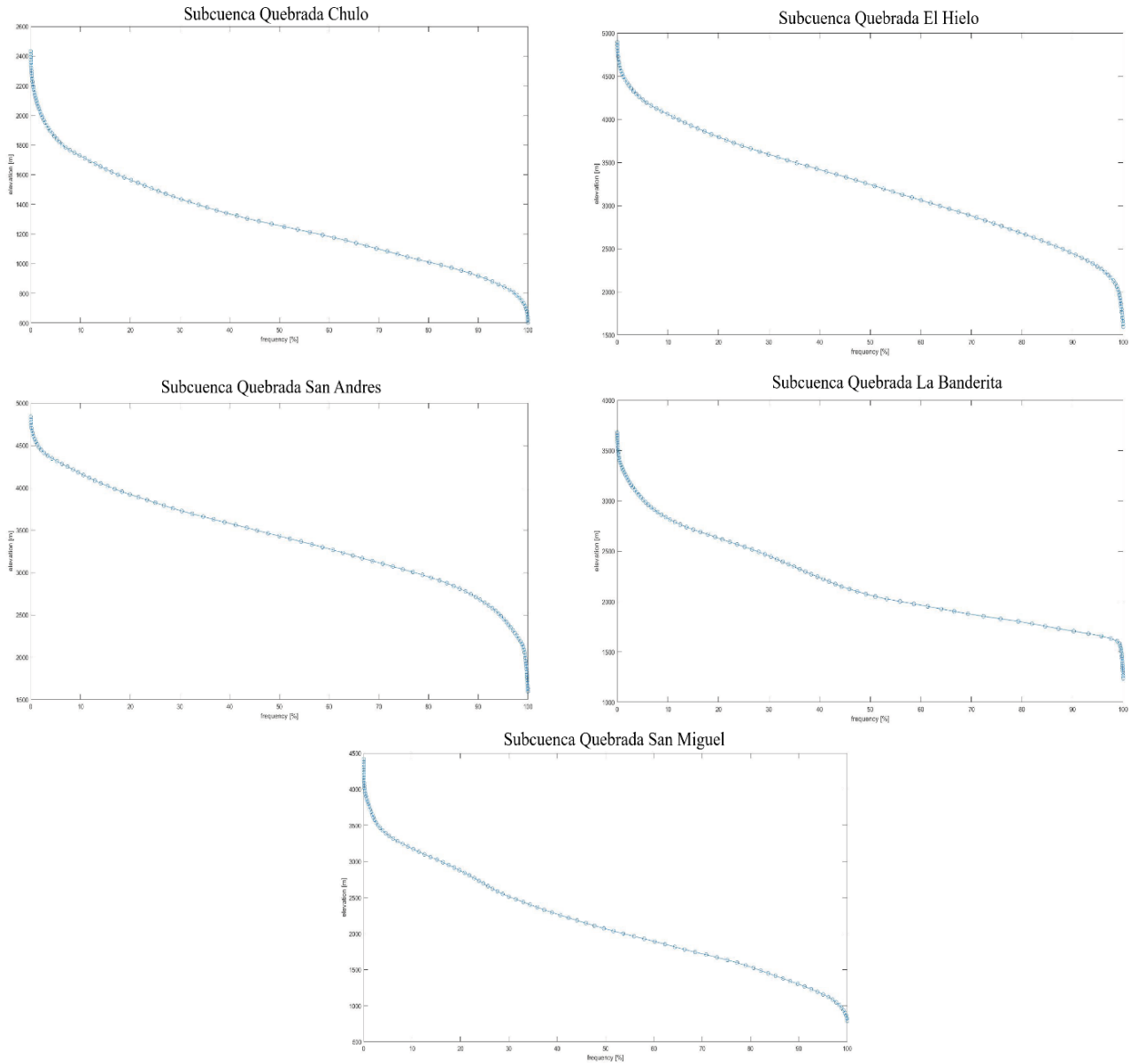


Figura 4.5: Curvas hipsométricas de las cinco subcuencas de la Quebrada Paipote.

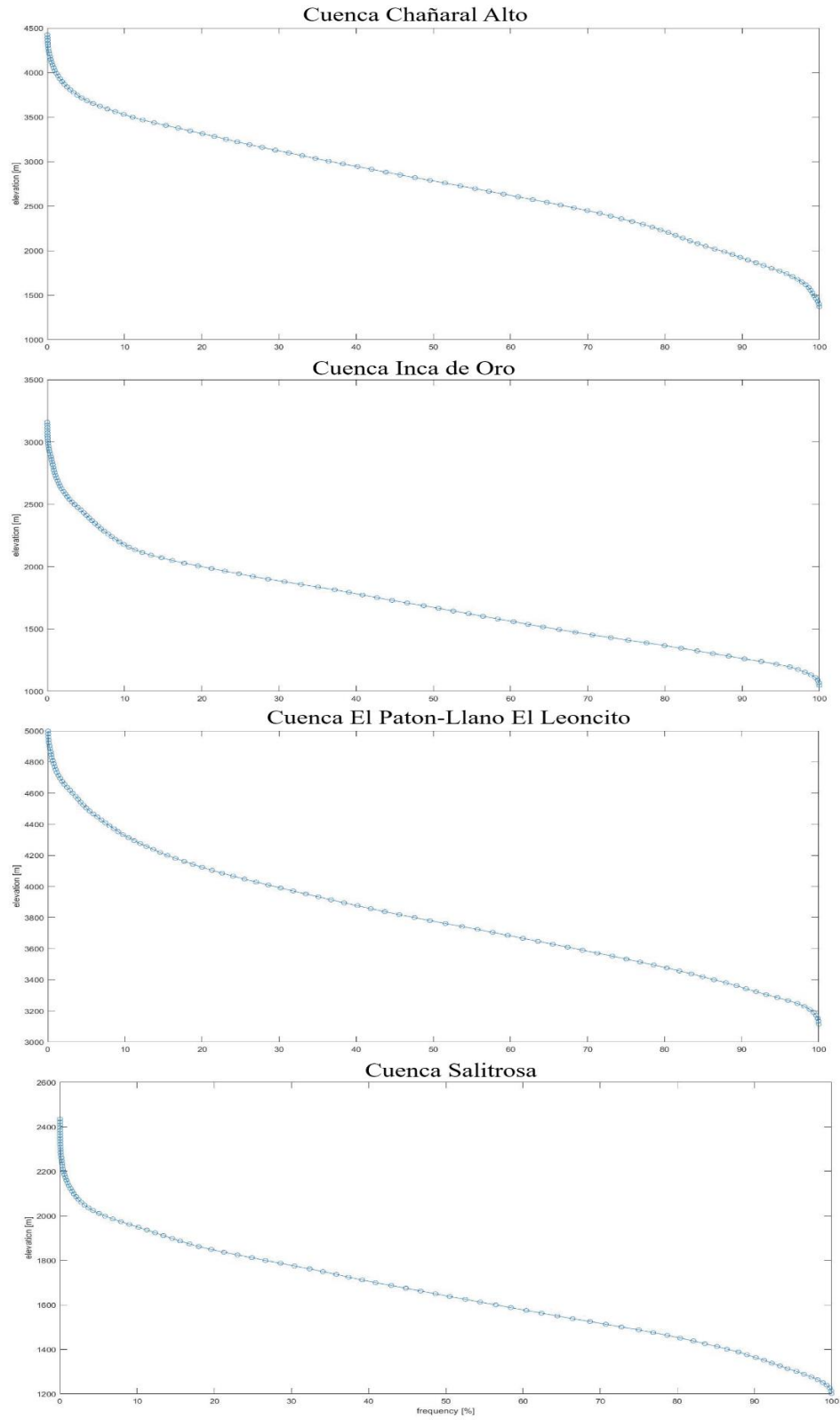


Figura 4.6: Curvas hipsométricas de las cuencas Salitrosa, Inca de Oro, Chañaral Alto y El Patón-Llano El Leoncito.

Las curvas hipsométricas de la cuenca de la Quebrada El Hielo y Quebrada San Andrés, muestran una curva convexa a elevaciones medias-bajas, lo que conlleva a un exceso de área a elevaciones bajas y medias de la cuenca, con alta incisión. Además, de una curva cóncava a las más altas elevaciones, demostrando que no hay exceso de área a esas elevaciones relativas de la cuenca.

Las curvas de la cuenca de la Quebrada Salitrosa, Inca de Oro, El Patón Llano-El Leoncito y Quebrada La Banderita, muestran una forma cóncava en las partes medias-altas de la cuenca y solo en las zonas más bajas de las curvas, presenta una forma convexa. Indicando exceso de área en las elevaciones relativas más bajas de las cuencas.

Por último, las curvas de la cuenca de la Quebrada Banderita, Chañaral Alto, Chulo y San Miguel, presenta una tendencia, más sinuosa, sin exceso en las partes más altas de la cuenca, un pequeño segmento convexo en la parte media alta de la cuenca, en la parte media vuelve a tener una tendencia cóncava y en la parte más baja de la cuenca convexa. Cabe mencionar que en la Quebrada Banderita esta última convexidad en la parte más baja de la cuenca, presenta una caída mucho más abrupta que en las otras cuencas. Y que es la única de las cuencas que es NNW-NNE.

4.2 REDES HIDROGRÁFICAS

La red hidrográfica se jerarquizó utilizando el método de Strahler (1957). El cual propuso una clasificación de cursos fluviales basada en la organización de los tributarios, de modo que un curso de orden 1 carece de tributarios, uno de orden 2 es formado por la confluencia de dos cursos de orden 1, uno de orden 3 es formado por la confluencia de dos cursos de orden 2, y así sucesivamente hasta finalizar con la jerarquización de la red de drenaje. Como corolario, el orden de una cuenca de drenaje está dado por el curso de orden mayor. Cabe destacar que el encuentro de un curso de orden inferior con otro de magnitud superior no significa un cambio de orden de magnitud en la red de drenaje. Con el flujo de acumulación de cada cuenca (Figura 4.2.b) y las subherramientas Stream Link, Stream Order y Stream to Feature, de Hydrology del Software ArcGIS, se extrajeron las redes de drenaje de las cuencas seleccionadas en la zona de estudio (ver Figura 4.3).

4.2.1 Thalweg y Knickpoints

El thalweg corresponde a los puntos de máxima profundidad a lo largo de un canal fluvial (Summerfield, 1991; Nichols, 2009). Los perfiles longitudinales o perfiles del thalweg relacionan estos puntos de máxima profundidad con la distancia del segmento del canal en estudio. Un perfil de thalweg cóncavo y sin perturbaciones, representa un estado de equilibrio teórico (Whipple y Tucker, 1999), por el contrario, un cambio abrupto de pendiente del lecho de un río a lo largo de su perfil longitudinal, la cual se vuelve más empinada aguas abajo, se denomina knickpoints, y separan la porción del canal de topografía ajustada (aguas abajo del knickpoint) de la porción relictas (aguas arriba del knickpoint) (Crosby y Whipple, 2006).

El origen y propagación de los knickpoints es gatillada por cualquier proceso que produzca un cambio en el nivel de base del río, lo que genera variaciones en el canal para ajustarse al perfil longitudinal (Burbank y Anderson, 2001), como por ejemplo, descenso eustático (Whipple y Tucker, 1999; Snyder et al., 2002), por tectónica, ya sea por fallamiento normal e inverso (Burbank y Anderson, 2001) o por el incremento en la tasa del levantamiento tectónico (Whipple y Tucker, 1999), erosión diferencial asociada a contactos litológicos, grados de alteración o series sedimentarias estratificadas (Crosby y Whipple, 2006), aporte de afluentes que contribuyen con sus caudales y cargas de diferente naturaleza, excavación del lecho en la cabecera del río, asociado a erosión glacial (Summerfield, 1991) o por rebote glacio-isostático. Con el tiempo, los knickpoints migran aguas arriba, y al hacerlo, pueden iniciar una secuencia erosiva regresiva a lo largo de la cuenca de drenaje (Ritter et al. 2002).

En general las redes de drenaje corresponden solo a un 1 a 5% del total del área de la cuenca (Kirkby, 1993), mediante el análisis de la forma de los perfiles de thalweg, pueden revelar importante información sobre la deformación reciente (Whipple y Tucker, 1999; Duvall et al., 2004), así como señales climáticas a través del paisaje (Whipple y Tucker, 1999) e información acerca de los cambios del nivel de base del paisaje (Clark et al., 2006).

Para extraer los knickpoints de las redes hidrográficas de las distintas cuencas de la zona de estudio, se ingresaron los siguientes comandos, en la ventana de comandos del MATLAB (Figura 4.7).

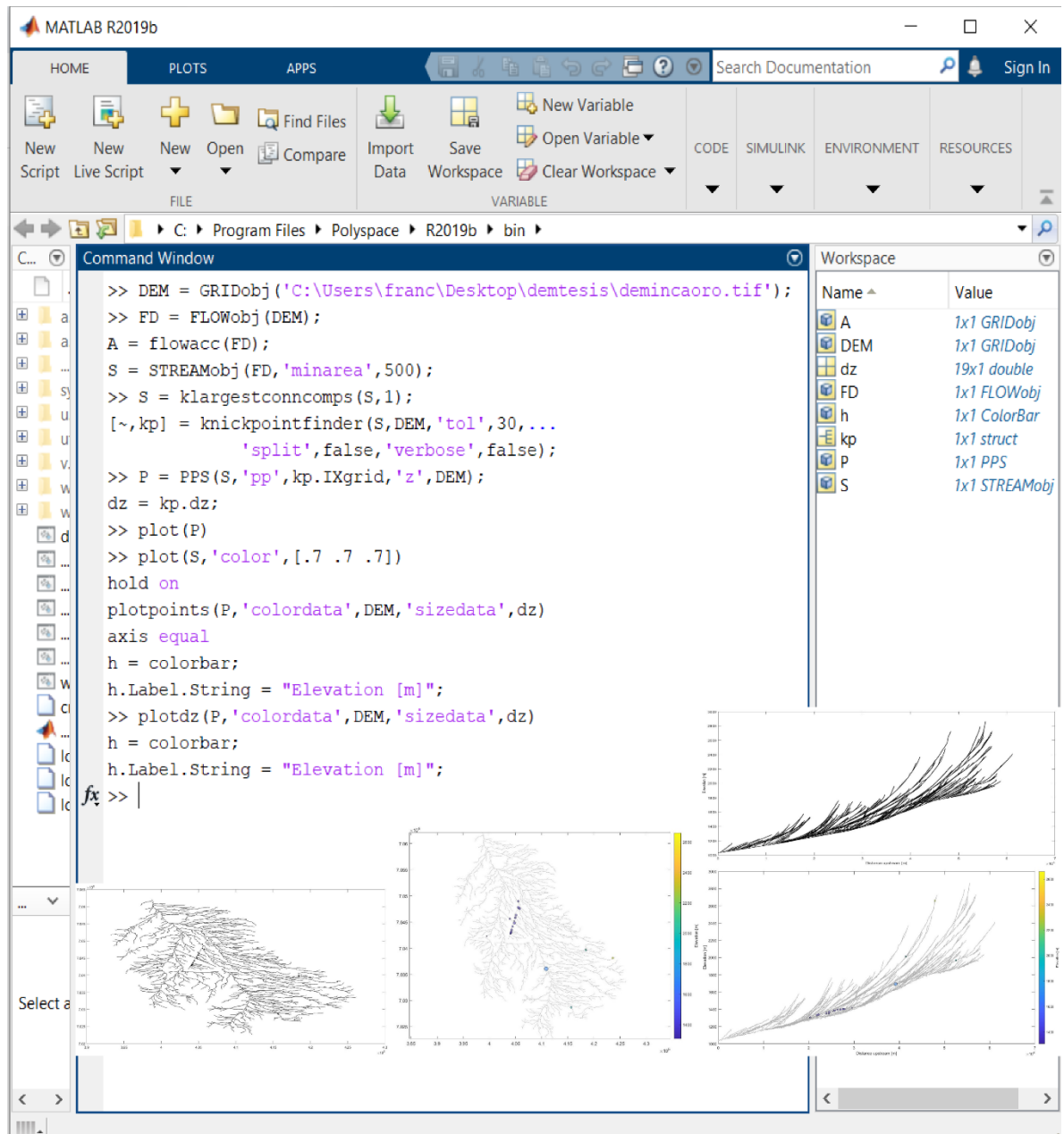


Figura 4.7: Metodología para poder extraer los knickpoints de una red hidrográfica, desde la ventana de comandos con MATLAB, donde se puede variar el radio de búsqueda (“minarea”) y el salto vertical (“tol”) y los gráficos entregados por el programa, en la parte inferior (con la red hidrográfica de la cuenca Inca de Oro, como ejemplo).

Se extrajeron los datos de los knickpoints con saltos verticales mayores a 20 metros, los cuales serán traspasados a una tabla de Excel y posteriormente transformarlos al formato ESRI Shapefile en el ArcGIS, para poder manipularlos y visualizarlos de mejor manera (todos estos resultados serán expuestos en la sección 4.2.5).

4.2.2 Modelo de incisión fluvial en lecho rocoso

La evolución de perfiles de ríos de lecho rocoso es comúnmente planteada como una competición entre el alzamiento y la erosión (Howard, 1994; Whipple y Tucker, 1999):

$$dz/dt = U - E = U - KA^m S^n$$

donde dz/dt es la tasa temporal de cambio de elevación del lecho, U es la tasa de alzamiento y la tasa de erosión (E), donde m y n son constantes positivas y K es un coeficiente dimensional de erosión.

Idealizando las siguientes condiciones: (a) steady-state, esto es, paisajes donde la erosión iguala al alzamiento, (b) alzamiento, resistencia de roca del lecho y procesos erosivos uniformes (i.e., U y K uniformes a lo largo del río) (Snyder, 2000), es posible reducir la ecuación (4.1):

$$dz/dt = 0$$

$$S_e = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-m/n}$$

la razón m/n determina la tasa de cambio de la pendiente con el área drenada y el coeficiente $\left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}}$ dicta el empinamiento del perfil de equilibrio. Siendo posible derivar las siguientes relaciones:

$$\theta = m/n$$

$$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}}$$

Así, se estableció una relación donde la pendiente del canal es función del área de drenaje:

$$S = k_s A^{-\theta}$$

Esta relación se ha observado empíricamente en diferentes configuraciones geológicas (Flint, 1974; Howard y Kerby, 1983; Snyder et al., 2000; Kirby y Whipple, 2001). Donde S representa la pendiente local del canal, A es el área drenada contribuyente, (k_s) corresponde al índice de empinamiento y θ representa el índice de concavidad. El índice de concavidad (θ) es independiente de la tasa de alzamiento (e.g. Howard et al., 1994; Whipple y Tucker, 1999), mientras que el índice de empinamiento (k_s) estaría relacionado potencialmente con la tasa de alzamiento, haciendo de este último índice una métrica útil para estudios geomórficos tectónicos. El índice de concavidad (θ), y el índice de empinamiento (k_s) pueden ser medidos directamente de la regresión de los datos de pendiente y área (Snyder, 2000).

Aplicando la función logarítmica a la ecuación $S = k_s A^{-\theta}$:

$$\log(S) = \log k_s - \theta \log(A)$$

Comparándola con la ecuación de la recta:

$$y = b + mx$$

Se obtiene que $\theta=m$, es decir, el índice de concavidad (θ) corresponde a la pendiente de la regresión lineal derivada de los datos extraídos y el coeficiente de posición, b , corresponde al logaritmo del índice de empinamiento (k_s). Los valores de pendiente local (S) y área drenada (A) se extraen a partir del DEM, por lo que los parámetros k_s y θ se pueden estimar directamente a través de regresiones de estos datos (Snyder, 2000; Wobus et al., 2006a), y en particular de gráficos log (pendiente) vs log (área de drenaje) (Figura x).

Pese a que la ecuación fue obtenida suponiendo paisajes en estado estacionario, estudios geomorfológicos regionales documentan la existencia de muchos paisajes donde esta condición no siempre se cumple, sino que, en cambio, se caracterizan por poseer formas de estados transitorios, como los knickpoints, tal como ocurre en la zona de estudio. Wobus et al (2006a) plantea que es incorrecto presumir que los parámetros del modelo de incisión fluvial pueden ser precisados solo a través del análisis de formas en steady-state, de hecho, en numerosos paisajes se observa una buena correlación entre patrones de alzamiento inferidos a partir de índices de empinamiento y los derivados con

otros métodos, como la termocronología y el estudio de terrazas fluviales (e.g. Kirby et al., 2003; Wobus et al., 2006a). En estos casos, la fórmula se utiliza como una aproximación. Las anomalías presentes pueden ser identificadas como rasgos morfológicos producidos por ajustes en la tectónica, reorganización en el drenaje, caídas en el nivel de base y cambios climáticos (Harkins et al., 2007).

4.2.3 Índice de empinamiento k_{sn}

En la práctica, como se mencionó anteriormente, la determinación del índice de concavidad (θ) y el índice de empinamiento (k_s) se puede lograr mediante una regresión lineal del gradiente contra el área de drenaje. Sin embargo, debido a que pequeñas variaciones y/o incertidumbres en el índice de concavidad (pendiente de regresión) conducen a amplias variaciones en el índice de pendiente (intersección de regresión), es necesario desarrollar un índice normalizado que tenga en cuenta esta autocorrelación.

Se ha propuesto un método que explota la expectativa de que los índices de concavidad de los canales de estado estacionario deben caer en un rango relativamente restringido (0,4-0,6). Mediante la evaluación de regresiones pendiente-área utilizando un índice de concavidad de referencia (θ_{ref}), se puede determinar un índice de pendiente normalizado (k_{sn}) que permite la comparación efectiva de perfiles de arroyos con área de drenaje muy variable (Wobus et al., 2006a):

$$S = k_{sn} A^{-\theta_{ref}}$$

Luego de normalizar los valores, tanto el índice de concavidad, como el de empinamiento, se pueden estimar fácilmente a partir de regresiones de las pendientes y del área drenada para cada segmento del thalweg (Snyder et al., 2000; Kirby et al., 2003; Wobus et al., 2006a).

Al igual que con los valores de los knickpoints, los valores del índice de empinamiento k_{sn} analizados para este estudio, serán los de la cuenca Paipote.

Para extraer el k_{sn} se utilizó la interfaz gráfica GUI, que entrega la herramienta TAK en el MATLAB (Figura 4.8), cabe mencionar que para poder utilizar sin problema esta interfaz se necesita que el Modelo de Elevación Digital (DEM), no esté en coordenadas

geográficas (es decir, latitud y longitud) sino en coordenadas proyectadas (UTM), además, este DEM debe de tener un número de tamaño de celda entero y no decimal, por último, el DEM debe estar en la trayectoria de la carpeta de búsqueda del programa. Además, se debe crear una carpeta dándole clic Select Output Directory, donde se dirigirán todos los resultados que entregue el programa.

Primero se debe usar la opción MakeStreams, para generar los conjuntos de datos estándar de TopoToolbox (el modelo de elevación digital (DEM), la información de enrutamiento de flujo (FD), el ráster de acumulación de flujo (A) y la red de drenaje (S)), haciendo clic en el botón Load DEM File y navegar hasta el archivo DEM.tif y haciendo clic en el botón Run MakeStreams (Figura 4.8.a). Para un análisis de toda la red de drenaje, se utilizará la función KsnChiBatch (ver sección 4.2.6), se debe cargar el archivo.mat obtenido en el punto anterior, confirmar que la Reference Concavity esté en 0.45 en el panel Shared Options, desactivar la opción Complete Networks Only y hacer clic en el botón Run KsnChiBatch (Figura 4.8.b). Y para un análisis de ksn para las redes de drenajes con knickpoints, se usará la función KsnProfiler (ver sección 4.2.5), se realizan los mismos pasos que con la función KsnChiBatch, pero además se debe agregar la altitud a la que se encuentra la desembocadura de la quebrada que se quiera estudiar en Minimum Elevation y hacer clic en el botón Run KsnProfiler (4.8.b).

Cabe mencionar que los valores, además de guardarse en la carpeta inicialmente creada, también se pueden ver los resultados en el Workspace de MATLAB (Figura 4.8).

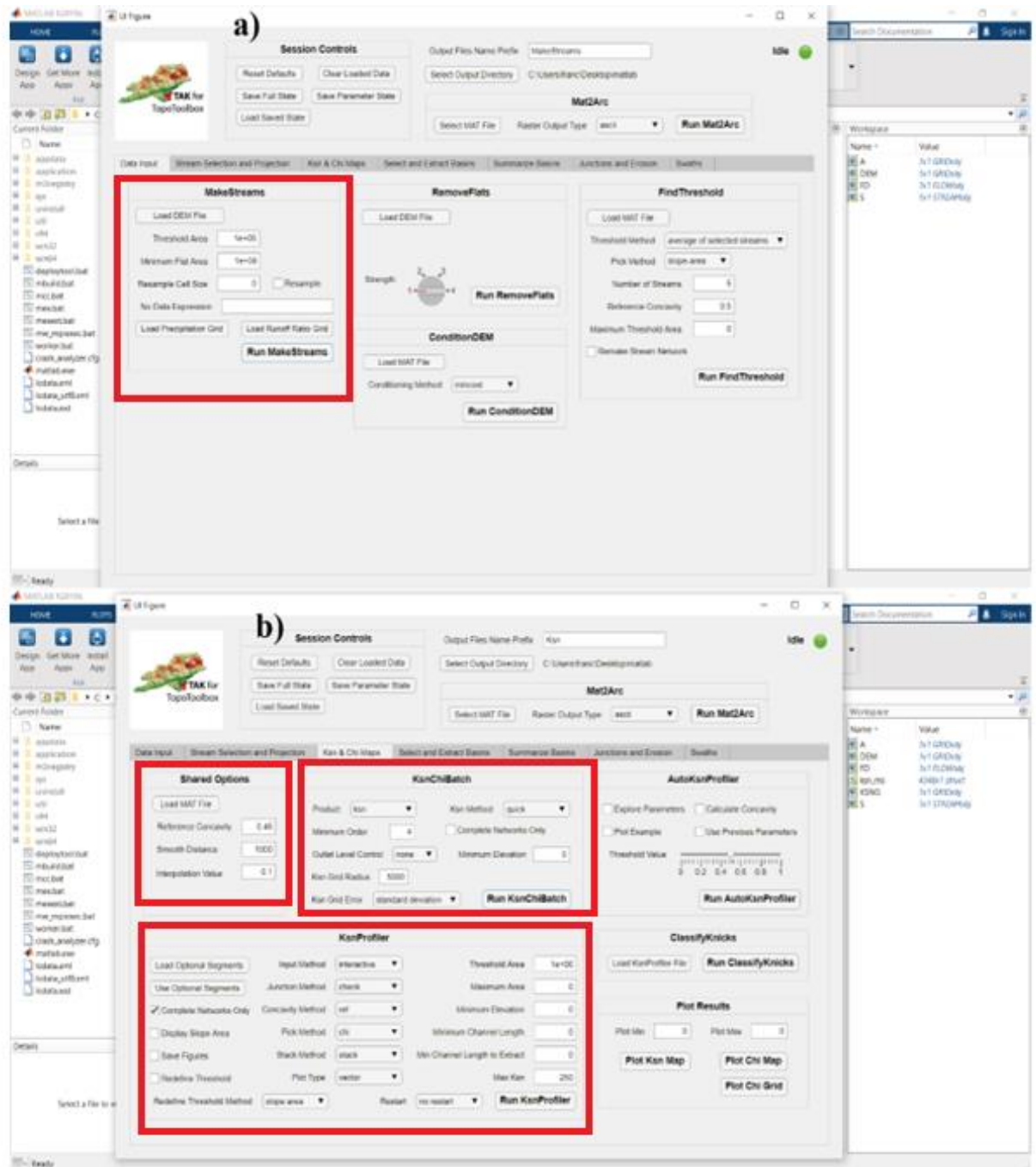


Figura 4.8: Metodología que muestra los pasos para extraer los índices de empinamiento de una red hidrográfica a partir de un DEM en la interfaz gráfica GUI de MATLAB. A) Como obtener el modelo de elevación digital (DEM), la información de enrutamiento de flujo (FD), el ráster de acumulación de flujo (A) y la red de drenaje, en la función MakeStreams (S). B) Como obtener los valores del índice de empinamiento simple con la función KsnChiBatch.

4.2.4 Análisis del índice de empinamiento del thalweg asociado con los depósitos sedimentarios no consolidados

Como rasgo general de los valores de índice de empinamiento del área, se puede describir que el thalweg de la quebrada principal, presenta la mayoría de los valores extremos (>230) (Figura 4.10), presuntamente por su relativo poder erosivo.

Por otra parte, los valores de índice de empinamiento bajos y muy bajos <100, se localizan en zonas donde existe una gran disponibilidad de sedimentos, ya sea de origen aluvial, o correspondan a gravas colgadas mioceno-pliocenas. Los índices de empinamientos moderados y altos 100-230, tienden a ubicarse en lecho rocoso.

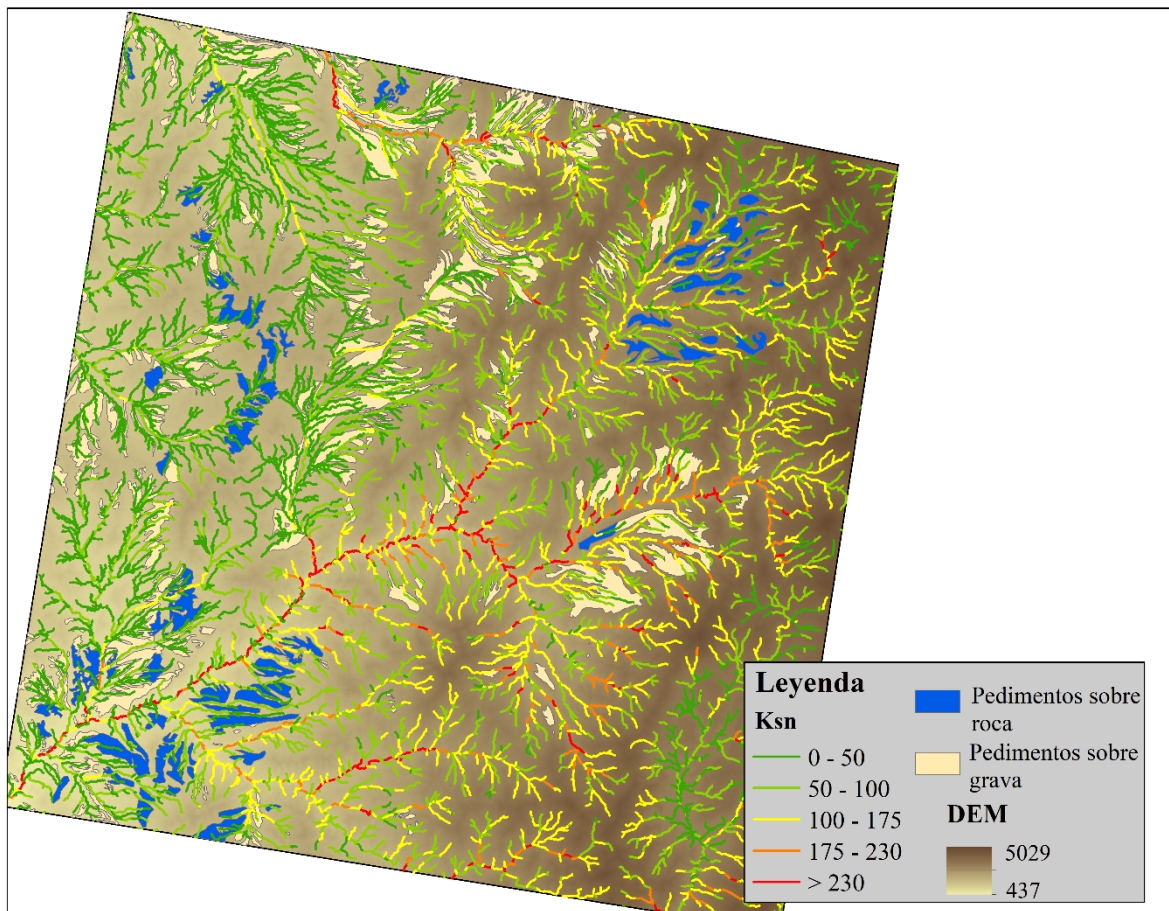


Figura 4.9: Mapa de ksn, junto a los relictos de superficies planares sobre depósitos sedimentarios no consolidados o semi-consolidados y sobre roca compacta de la cuenca Paipote.

4.2.5 Análisis de los rasgos morfométricos de los thalweg asociados a knickpoints

En esta sección se presentan los knickpoints con un salto vertical igual o superior a 20 metros, de la zona de estudio, tanto en vista de planta como de perfil, extraídos bajo la metodología anteriormente expuesta (sección 4.2.1). Además, los índices de empinamiento (k_s), aguas arriba y debajo de cada knickpoint y los gráficos log pendiente vs log área drenada (tabla 4.1).

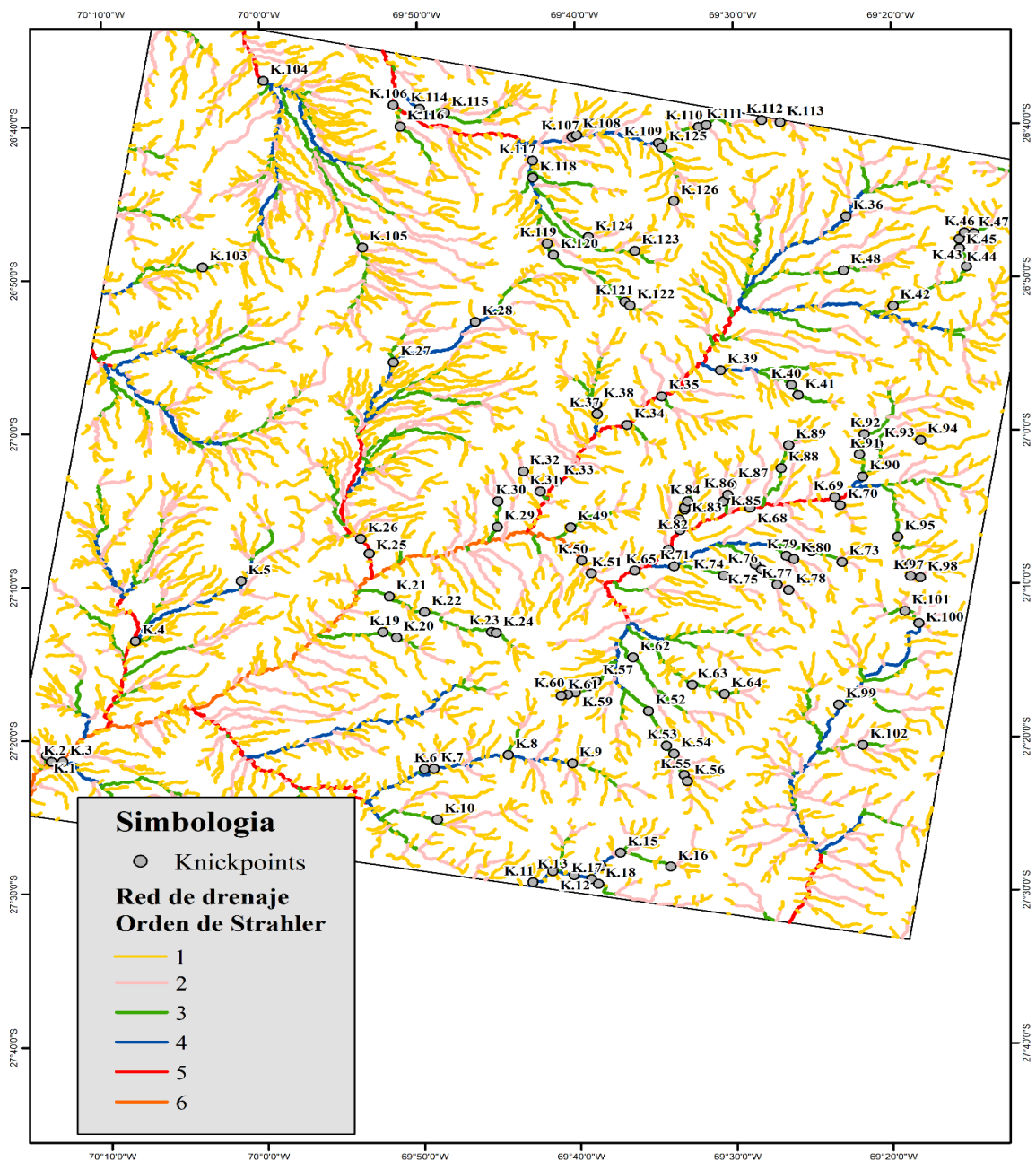


Figura 4.10: Mapa Geológico de la cuenca Paipote, donde se indican los knickpoints identificados y donde se expresan los valores de ksn.

Cabe mencionar que el thalweg de mayor orden (6 de Strahler), presenta pocos knickpoints, presuntamente por su poder erosivo para borrar dichas evidencias con eficiencia. Además, este río captura las aguas de cinco tributarios principales, de los cuales en todos se observan knickpoints, aunque a primera vista, la concentración de los knickpoints se encuentra en el sector centro-oriental de la cuenca (al este de la traza principal del SFD).

A continuación, se presenta las características de cada knickpoint por separado (tabla 4.1). En el Anexo A.1 se presentan sus gráficos log pendiente vs log área drenada, perfil longitudinal, distancia- k_s y elevación- χ .

Tabla 4.1: Características de los knickpoints de la zona de estudio.

Cuenca	Quebrada	Orden de Strahler	KP	Salto vertical (m)	Altitud (m.s.n.m.)	Ksn Aguas abajo	Ksn Aguas arriba	Δ Ksn
Paipote	Qda Paipote 1	3	K.1	34	572	9	41	32
Paipote	Qda Paipote 2	6	K.2	31	547	186	203	17
Paipote	Qda Paipote 2	5	K.3	31	568	129	28	101
Paipote	Qda Chulo 1	5	K.4	91	916	167	51	116
Paipote	Qda Chulo 2	4	K.5	63	1412	108	55	53
Paipote	Qda San Miguel 1	3	K.6	75	1873	244	84	160
Paipote	Qda San Miguel 2	4	K.7	45	1881	259	258	1
Paipote	Qda San Miguel 2	4	K.8	81	2417	258	161	97
Paipote	Qda San Miguel 2	3	K.9	31	2786	161	130	31
Paipote	Qda San Miguel 3	3	K.10	46	1979	197	88	109
Paipote	Qda San Miguel 4	5	K.11	32	2459	598	178	420
Paipote	Qda San Miguel 4	5	K.12	47	2584	178	135	43
Paipote	Qda San Miguel 4	5	K.13	30	2677	135	217	82
Paipote	Qda San Miguel 4	4	K.14	32	2876	217	222	5
Paipote	Qda San Miguel 4	4	K.15	65	3079	222	154	68
Paipote	Qda San Miguel 4	3	K.16	99	3557	154	130	24
Paipote	Qda San Miguel 5	4	K.17	35	2795	358	396	38
Paipote	Qda San Miguel 5	4	K.18	102	2890	396	107	289
Paipote	Qda Paipote 3	3	K.19	24	1480	122	208	86
Paipote	Qda Paipote 3	3	K.20	71	1662	208	99	109
Paipote	Qda Paipote 4	3	K.21	34	1491	198	221	23
Paipote	Qda Paipote 4	3	K.22	74	1820	221	141	80
Paipote	Qda Paipote 4	3	K.23	33	2441	141	238	97
Paipote	Qda Paipote 4	3	K.24	78	2531	238	154	84
Paipote	Qda La Banderita 1	5	K.25	30	1432	429	406	23
Paipote	Qda La Banderita 1	5	K.26	218	1556	406	82	324
Paipote	Qda La Banderita 1	4	K.27	21	1932	82	130	48
Paipote	Qda La Banderita 1	4	K.28	40	2354	130	57	73
Paipote	Qda Paipote 5	3	K.29	41	1711	136	159	23
Paipote	Qda Paipote 5	3	K.30	40	2087	159	61	98
Paipote	Qda San Andres 1	3	K.31	95	2006	226	119	107
Paipote	Qda San Andres 1	2	K.32	20	2249	119	78	41
Paipote	Qda San Andres 2	5	K.33	42	2025	479	351	128
Paipote	Qda San Andres 2	5	K.34	319	2424	351	227	124
Paipote	Qda San Andres 2	5	K.35	47	2549	227	141	86
Paipote	Qda San Andres 2	5	K.36	61	3386	141	81	60
Paipote	Qda San Andres 3	4	K.37	25	2403	154	161	7
Paipote	Qda San Andres 3	4	K.38	44	2473	162	103	59
Paipote	Qda San Andres 4	4	K.39	26	2755	158	124	34
Paipote	Qda San Andres 4	3	K.40	46	3285	124	166	42

Paipote	Qda San Andres 4	3	K.41	107	3432	166	79	87
Paipote	Qda San Andres 5	3	K.42	33	3362	154	112	42
Paipote	Qda San Andres 5	3	K.43	40	3803	112	140	28
Paipote	Qda San Andres 5	3	K.44	24	3978	140	190	50
Paipote	Qda San Andres 5	3	K.45	31	4105	190	124	66
Paipote	Qda San Andres 5	3	K.46	132	4163	124	81	43
Paipote	Qda San Andres 5	3	K.47	30	4217	81	33	48
Paipote	Qda San Andres 6	3	K.48	31	3333	119	86	33
Paipote	Qda Paipote 6	3	K.49	223	2098	494	107	387
Paipote	Qda Paipote 7	6	K.50	21	1885	336	295	41
Paipote	Qda Paipote 7	6	K.51	70	1948	295	148	147
Paipote	Qda Cortadera 1	3	K.52	63	2594	130	150	20
Paipote	Qda Cortadera 1	3	K.53	20	2858	150	382	232
Paipote	Qda Cortadera 1	3	K.54	94	3037	308	186	122
Paipote	Qda Cortadera 1	3	K.55	24	3274	186	188	2
Paipote	Qda Cortadera 1	2	K.56	66	3385	188	109	79
Paipote	Qda Cortadera 2	3	K.57	28	2560	142	198	56
Paipote	Qda Cortadera 2	3	K.58	69	2685	198	126	72
Paipote	Qda Cortadera 2	3	K.59	22	2835	126	60	66
Paipote	Qda Cortadera 2	1	K.60	20	2892	60	113	53
Paipote	Qda Cortadera 2	1	K.61	20	3000	113	45	68
Paipote	Qda Cortadera 3	3	K.62	25	2327	129	96	33
Paipote	Qda Cortadera 4	3	K.63	20	2602	107	243	136
Paipote	Qda Cortadera 4	3	K.64	101	3152	243	118	125
Paipote	Qda El Hielo 1	5	K.65	33	2100	184	156	28
Paipote	Qda El Hielo 1	5	K.66	24	2218	156	215	59
Paipote	Qda El Hielo 1	5	K.67	47	2301	215	160	55
Paipote	Qda El Hielo 1	5	K.68	25	2515	160	182	22
Paipote	Qda El Hielo 1	5	K.69	34	2827	182	325	143
Paipote	Qda El Hielo 1	2	K.70	92	3047	325	106	219
Paipote	Qda El Hielo 2	4	K.71	44	2248	166	142	24
Paipote	Qda El Hielo 2	3	K.72	40	3085	142	162	20
Paipote	Qda El Hielo 2	2	K.73	31	3420	162	102	60
Paipote	Qda El Hielo 3	3	K.74	33	2735	148	106	42
Paipote	Qda El Hielo 4	3	K.75	24	2777	126	238	12
Paipote	Qda El Hielo 4	3	K.76	68	2885	238	145	93
Paipote	Qda El Hielo 4	3	K.77	22	3060	145	106	39
Paipote	Qda El Hielo 4	2	K.78	25	3220	106	167	61
Paipote	Qda El Hielo 5	3	K.79	23	2917	196	192	4
Paipote	Qda El Hielo 5	2	K.80	54	3038	192	146	46
Paipote	Qda El Hielo 5	3	K.81	35	2473	151	231	80
Paipote	Qda El Hielo 5	3	K.82	36	2703	231	155	76
Paipote	Qda El Hielo 5	3	K.83	167	2737	155	130	25
Paipote	Qda El Hielo 5	3	K.84	35	2803	130	49	81
Paipote	Qda El Hielo 6	3	K.85	28	2632	194	191	3
Paipote	Qda El Hielo 6	2	K.86	66	2763	191	104	87
Paipote	Qda El Hielo 6	2	K.87	20	2879	104	89	15
Paipote	Qda El Hielo 7	3	K.88	191	3109	176	103	73
Paipote	Qda El Hielo 7	3	K.89	27	3264	103	59	44
Paipote	Qda El Hielo 8	3	K.90	28	3021	201	122	79

Paipote	Qda El Hielo 8	3	K.91	32	3156	122	122	0
Paipote	Qda El Hielo 8	3	K.92	54	3294	122	105	17
Paipote	Qda El Hielo 9	3	K.93	25	3275	123	107	16
Paipote	Qda El Hielo 9	1	K.94	40	3670	107	106	1
Paipote	Qda El Hielo 10	3	K.95	36	3439	178	122	56
Paipote	Qda El Hielo 10	2	K.96	28	3658	122	145	23
Paipote	Qda El Hielo 10	2	K.97	36	3796	145	124	21
Paipote	Qda El Hielo 10	2	K.98	54	3906	124	86	38
El Paton-El Leoncito	Qda El Paton-El Leoncito 1	4	K.99	27	3430	68	83	15
El Paton-El Leoncito	Qda El Paton-El Leoncito 1	3	K.100	22	3754	83	77	6
El Paton-El Leoncito	Qda El Paton-El Leoncito 1	3	K.101	52	3827	77	35	42
El Paton-El Leoncito	Qda El Paton-El Leoncito 2	3	K.102	94	3581	66	68	2
Salitrosa	Qda Salitrosa 1	3	K.103	22	1625	60	22	38
Inca de Oro	Qda Inca de Oro 1	5	K.104	21	1157	133	105	28
Inca de Oro	Qda Inca de Oro 1	3	K.105	69	1711	105	33	72
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 1	5	K.106	33	1572	246	213	33
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 1	4	K.107	25	2233	213	364	151
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 1	4	K.108	82	2258	364	191	173
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 1	4	K.109	55	2646	191	152	39
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 1	4	K.110	23	2826	152	319	167
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 1	4	K.111	62	2894	319	133	186
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 1	3	K.112	62	3233	133	133	0
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 1	3	K.113	27	3352	133	119	14
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 2	4	K.114	36	1680	163	134	29
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 2	3	K.115	38	1814	134	59	75
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 3	3	K.116	51	1712	113	52	61
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 4	4	K.117	29	2112	238	176	62
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 4	4	K.118	62	2198	176	113	63
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 4	3	K.119	27	2515	113	129	16
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 4	3	K.120	53	2568	129	82	47
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 4	3	K.121	88	3057	82	114	32
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 4	3	K.122	31	3121	114	69	45
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 5	3	K.123	20	3000	124	104	20
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 6	3	K.124	44	2780	99	93	6
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 7	3	K.125	78	2699	323	114	209
Chañaral Alto	Qda Chañaral Alto 7	2	K.126	40	3148	114	96	18

4.2.6 Variación en el índice de empinamiento en relación con los rasgos geológicos

Como se discutió por Whipple et al. (2011), los puntos críticos en los sistemas fluviales erosivos que se desarrollan en respuesta a una perturbación pueden considerarse como el límite migratorio entre las regiones aguas abajo que se están ajustando al nuevo forzamiento y las regiones aguas arriba que retienen las características del estado preexistente o de fondo (Crosby y Whipple, 2006 y Howard et al., 1994). Como fue discutido por primera vez por Haviv et al. (2010), los knickpoints se pueden agrupar en dos morfologías de miembros finales: knickpoints de paso vertical y knickpoints de ruptura de pendiente (Figura 4.11). Ambas morfologías están marcadas por cambios distintivos en el gradiente del canal y, por lo tanto, pueden reconocerse en gráficos de pendiente-área o pendiente-distancia (Wobus et al., 2006a). Aunque ambos tipos de knickpoints pueden evolucionar como características móviles que migran a través de una red de drenaje, representando una perturbación transitoria del sistema fluvial, o como características fijas, ancladas en el espacio, por un sustrato resistente, escombros de deslizamientos de tierra o fallas activas.

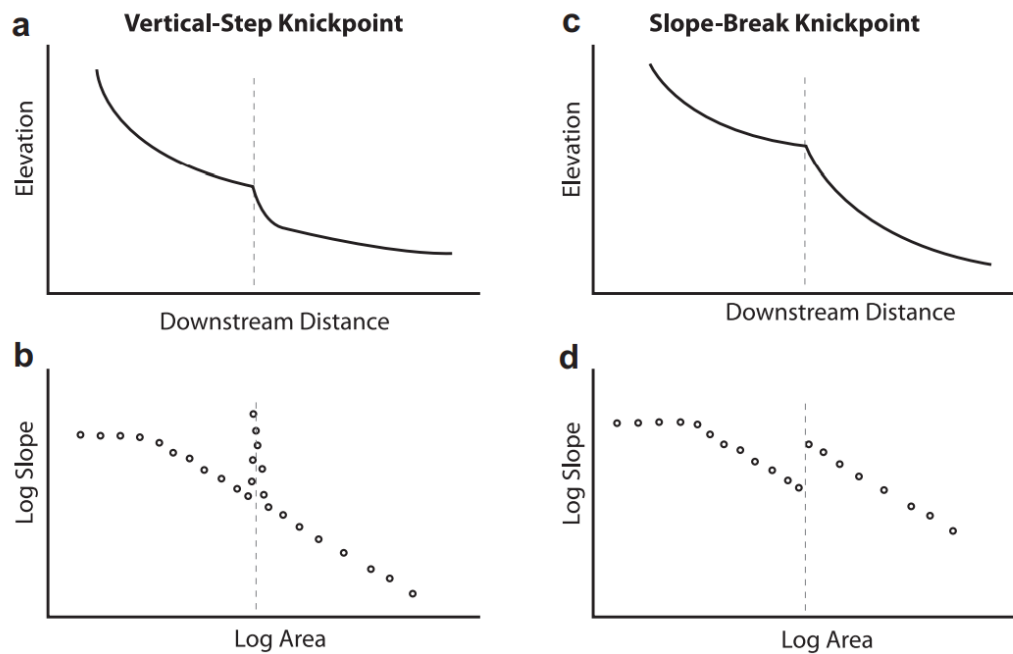


Figura 4.11: Clasificación de knickpoints en términos de perfil longitudinal y gráficos pendiente-área. Figura de Whipple et al. (2011)

De acuerdo, a lo recién mencionado, los knickpoints de la zona de estudio, son clasificados como knickpoints migratorios (Vertical-Step Knickpoint) o knickpoints con alzamiento diferencial (Slope-Break Knickpoint). Debido a que no existe bibliografía que establezca un valor exacto del ksn, para discernir entre un knickpoint migratorio y otro con alzamiento diferencial. Para el presente trabajo se analizó el gráfico log pendiente vs log área drenada de cada knickpoint de la zona por separado, llegando a un valor numérico de ksn de 100, los valores >100 se consideraron knickpoint con alzamiento diferencial y <100 knickpoints migratorios.

4.3 DIVISORIA DE AGUAS

Los análisis topográficos asumen fundamentalmente que la topología de la red fluvial y las ubicaciones de las divisorias de las cuencas hidrográficas son en gran parte estáticas. Sin embargo, tanto las divisorias de drenaje como los cambios resultantes en el área de drenaje son más cambiantes de lo que se pensaba. La métrica de contrastes de división cruzada (χ), es una métrica característica de la geometría de la red fluvial que mide el movimiento horizontal de las divisiones de drenaje, consecuencia de las tasas diferenciales de erosión del canal del río en lados opuestos de las divisiones. Este proxy se basa en la geometría actual de la red fluvial y proporciona una instantánea del estado dinámico de las cuencas fluviales. El equilibrio geométrico en planta requiere que un mapa de red de χ muestre valores iguales en todas las divisiones de agua (las crestas que separan las cuencas de los ríos). Las redes fluviales en desequilibrio ajustan su área de drenaje a través de la migración divisoria (cambio geométrico) o la captura del río (cambio topológico) hasta que se cumpla esta condición (Willet et al., 2014) (Figura 4.12).

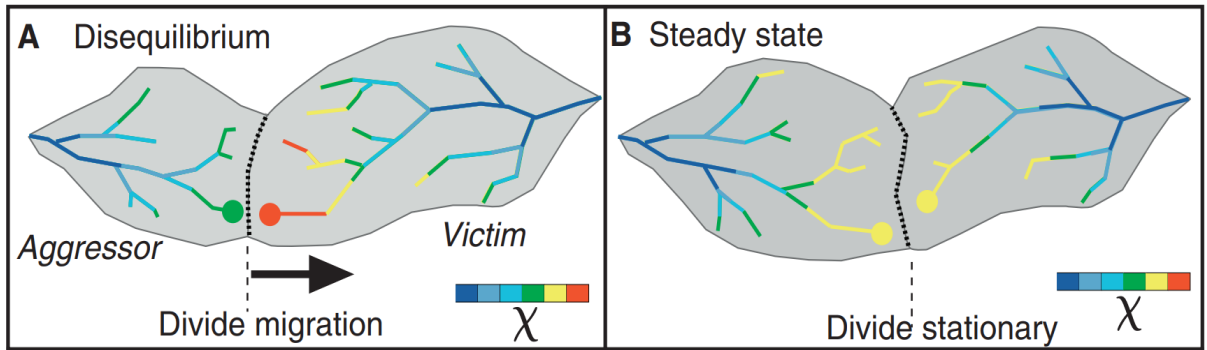


Figura 4.12: Cuencas hidrográficas y perfiles fluviales en equilibrio y disequilibrio. (A y B). Cambio de tamaño y forma de dos cuencas de drenaje que comparten una división común a medida que evolucionan desde (A) un estado de disequilibrio a (B) un estado estacionario. El parámetro χ , proporciona una predicción de la elevación en estado estable para un punto dado en un canal. La cuenca de la izquierda (agresor) tiene una elevación de estado estacionario más baja en las cabezas de los canales y, por lo tanto, conduce la división de drenaje hacia la cuenca de la derecha (víctima).

Esta reorganización de las cuencas de los ríos, pueden ocurrir tanto en zonas tectónicamente activas como inactivas.

Para obtener el mapa de χ de la zona de estudio, se utilizó la herramienta TopoToolbox de MATLAB, siguiendo la metodología de Willet et al., 2014, ingresando los siguientes comandos en la ventana de comando de MATLAB (Figura 4.13) (para mayor información de la metodología; <https://topotoolbox.wordpress.com/2020/11/13/use-of-chi-analysis-in-experimental-landscapes-dulab/>). Cabe mencionar que para este estudio se utilizó un DEM que abarca más área, que solo la zona de estudio, para obtener mejores resultados.

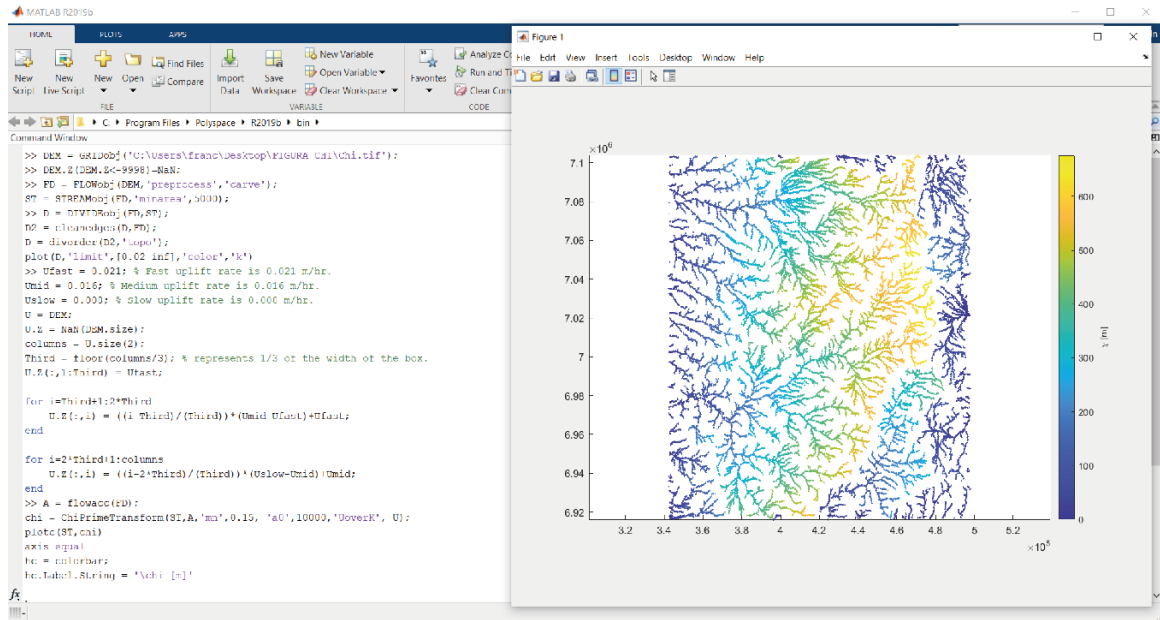


Figura 4.13: Metodología que muestra los pasos para extraer el mapa de χ de una red hidrográfica a partir de un DEM a partir de la herramienta TopoToolbox de MATLAB.

En la parte oriental del extremo sur del desierto de Atacama, se observan discontinuidades en el mapa de χ (en las divisorias de las cuencas), lo que indica que la red de drenaje no está en equilibrio geométrico (Figura 4.14). Las divisorias de agua generalmente se mueven en la dirección de una χ más alta para lograr el equilibrio. Habiendo una clara tendencia migratoria de la red de drenaje hacia el oeste en el área de estudio.

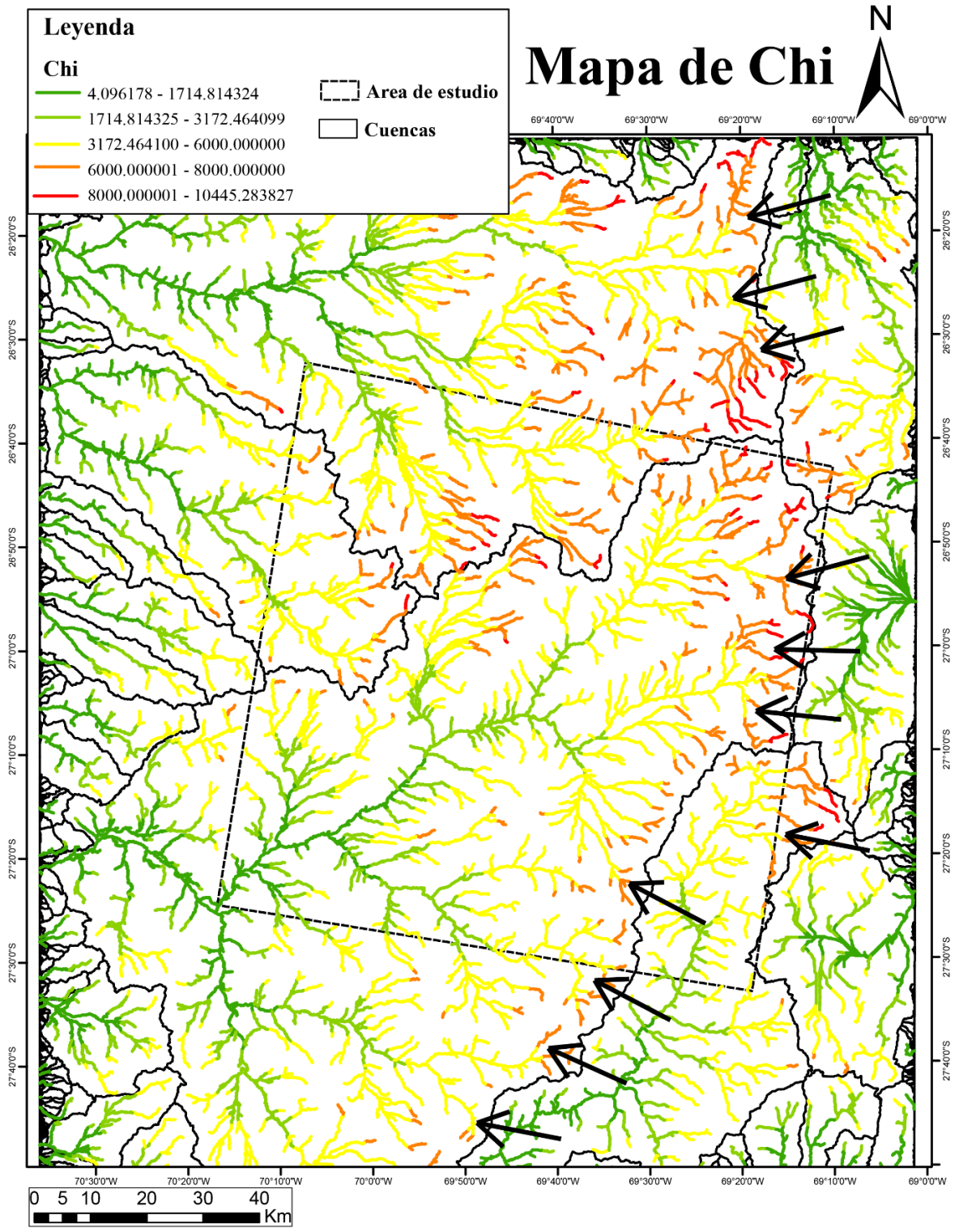


Figura 4.14: Mapa de Chi del extremo sur del desierto de Atacama, con flechas negras que indican hacia donde migran las divisorias de agua.

5 DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS DEL CENOZOICO TARDÍO, EN LA CORDILLERA DE DOMEYKO Y DEPRESIÓN CENTRAL, A LOS 26° 32` - 27° 33` S

Se visitaron 12 puntos, repartidos en cinco sectores de la zona de estudio, durante el trabajo de campo (Chulo, Quebrada San Andrés, Paipote, Quebrada El Hielo y Finca Chañaral Alto) (Figura 5.1).

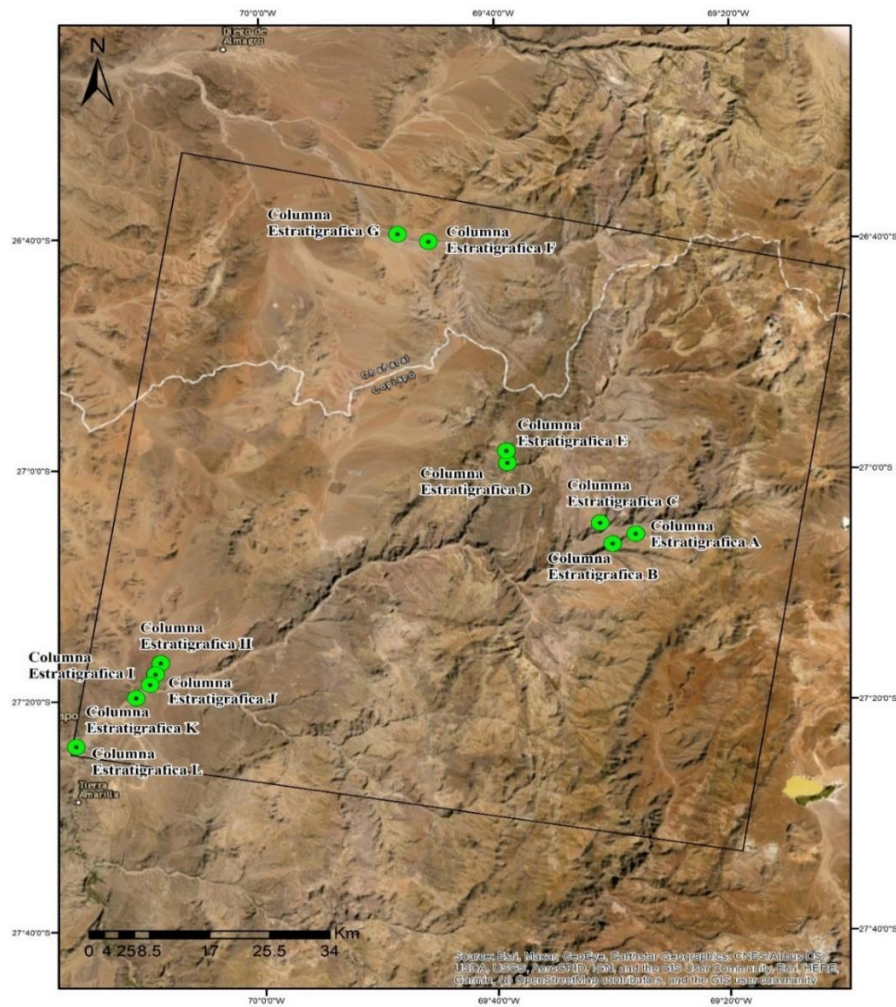


Figura 5.1: Mapa de ubicación de las 12 columnas estratigráficas.

5.1 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

Se definieron dos sucesiones sedimentarias distintas, separadas por discordancia erosiva y correlaciones con el análisis geomorfológico previo de superficies de bajo relieve. Estos, de acuerdo a su cronología, desde la más antigua a más joven, se han agrupado en Sucesión Gravas de Atacama y Sucesión Depósitos Aluviales Antiguos.

Para establecer un ambiente depositacional de estos depósitos sedimentarios, realizamos 12 columnas estratigráficas, en los sectores antes mencionados, y se definieron una serie de litofacies, siguiendo el código de facies de Miall (1996).

Tabla 5.1: Descripción de las litofacies observadas, basado en las facies de Miall (1996).

Codigo	Facies	Descripcion	Proceso Depositacional
Gmm	Gravas masivas, matriz soportada	Gravas subangulosas a subredondeadas, sin clasificar, en una matriz limo-arenosa.	Flujo de detrito plasticos (Miall, 1996).
Gcm	Gravas masivas, clasto soportada	Gravas angulosas a subredondeadas, sin clasificar, en una matriz arenosa.	Flujo de detritos plásticos o pseudoplásticos (Miall, 1996); flujos hiperconcentrados (Smith, 1986; Horton y Schmitt, 1996).
Gcn	Gravas clasto soportada, gradacion normal	Gravas subangulosas a subredondeadas, que muestran una clasificación normal.	Flujo hiperconcentrado, corrientes de turbidez de alta densidad (Horton & Schmitt, 1996).
Gh	Gravas clasto soportada, con clastos imbricados	Gravas subredondeadas a redondeadas, con estratificación horizontal a ligeramente inclinada y clastos imbricados en la misma direccion que la estratificacion.	Condición de régimen de flujo superior (Wareback y Turbeville, 1990).
Gp	Gravas con estratificacion planar subhorizontal	Gravas clasto soportada, con estratificación planar subhorizontal a ligeramente inclinada.	Rellenos de canales menores (Miall, 1996). Parte superior de las condiciones del régimen de flujo inferior (Miall, 1996).
Sm	Arenas masivas	Arena fina a gruesa sin graduar ni estratificar con gravas dispersas.	Flujo hiperconcentrado (Smith, 1986); Corrientes turbidíticas de alta densidad (Chough et al., 1990).
Sh	Arenas laminada horizontalmente	Arena fina a gruesa, bien seleccionada con gravas dispersas; laminación plana o subplanar.	Parte inferior de las condiciones de régimen de flujo superior (Collinson, 1996; Miall, 1996).
Sp	Arenas con estratificacion planar	Arenas de capas planas subhorizontal con guijarros dispersos.	Condiciones de régimen de flujo bajo (Miall, 1996).
Sf	Arenas con fosiles de crustaceos	Arenas matriz soportada, de disposicion masiva, con restos crustaceos.	Asociado a depositos transicionales entre un ambiente sedimentario aluvial-lacustr.

5.1.1 Sector Quebrada El Hielo

Estas columnas se realizaron en la zona céntrica- oriental de la zona de estudio, en la Sucesión Gravas de Atacama (véase Figura 5.1). Esta sucesión sobreyace a ignimbritas miocenas datadas entre 17 y 15 Ma (Ignimbrita Maricunga) y subyace a la Ignimbrita San Andrés de 10-9 Ma, además se encuentran en una depresión topográfica con tendencia NNE flanqueada por sistemas morfoestructurales elevados, al oeste por la Sierra Agua Amarga- La Ternera y al este por la Sierra Varillar, configurando una cuenca intramontana (San Andrés). Ambos altos topográficos están asociados a estructuras tectónicas activas durante el Eoceno.

- Columna Estratigráfica A

Esta columna estratigráfica presenta un espesor de 3.6 metros. La parte basal de esta columna, está formada por una unidad de 2 metros de potencia, de geometría tabular subhorizontal con buena extensión lateral, de clastos tamaño, arena gruesa principalmente, subredondeados, con estratificación planar, con matriz arcillo-fangosa (facie Sp), dentro de la cual se encuentran niveles de clastos tamaño grava media a fina, subangulosos, buena clasificación, clasto soportado, matriz tamaño arena medio a limo, de disposición masiva y geometría lenticular (facie Gcm).

La parte media, de 1.1 metros de potencia, está formada por un bloque de sedimentos de clastos tamaño bloque a grava fina, subangulosos a subredondeado, con variaciones clasto- matriz soportada vertical y lateralmente, sus clastos presentan una disposición masiva, su matriz es arenosa (facies Gmm y Gcm), además está intercalada por un nivel de pocos centímetros de toba blanquecina consolidada.

La parte superior de esta columna está formada por una serie de clastos tamaño grava a arena gruesa, subangulosos, y bloques esporádicos angulosos, en una matriz arenolimoso, matriz soportada, con disposición masiva (facie Gmm), que en algunos sectores los clastos están dispuestos con una orientación leve (Gh) (Figura 5.2).

- Columna Estratigráfica B

A 3.7 kilómetros al NWW de la Columna Estratigráfica A, en la Sucesión Gravas de Atacama.

El fragmento basal de esta columna, de 1.3 metros de potencia, está formada por un bloque de buena extensión lateral de conglomerados, clasto soportado, de disposición masiva, matriz limosa (que efervesce levemente), clastos subredondeados a subangulosos, mala selección (clastos que van desde 1 cm a bloques de hasta 24 cm) (facie Gcm).

La parte media de esta columna está formada por conglomerados de menor tamaño que los de la parte basal, clastos subredondeados, con matriz arenosa (media a gruesa), con estratificación incipiente, bien seleccionada, pasan lateralmente a clastos de tamaño grava, angulosos, masivo y clasto soportado; intercalados con arenas de grano fino, estratificadas, de espesor de 1 a 6 cm (facies Gp y Sp). En el techo de esta parte, el tamaño de los conglomerados aumenta y presentan disposición masiva, y las arenas disminuyen su espesor (facie Gcm).

La parte superior está formada por la alternancia cíclica de conglomerados, angulosos a subangulosos, clasto soportado, masiva, con buena extensión lateral y con pequeñas zonas con estratificación incipiente; y arenas con estratificación planar, en la base de esta parte presenta un espesor de hasta 60 cm, y en el techo de pocos centímetros (facies Gcm y Sp) (Figura 5.2).

La geometría de los estratos de esta columna presenta una forma tabular con variaciones en su espesor, pero con buena extensión lateral.

Cabe mencionar que tanto la Columna Estratigráfica A y B, están formadas por una sucesión bastante consolidada.

- Columna Estratigráfica C

Esta columna se ubica a 5400 m en dirección NWW de la Columna Estratigráfica A (véase Figura 2.2), al igual que las dos últimas columnas, esta se realizó en la Sucesión Gravas de Atacama y también se encuentra en la cuenca intramontana. Esta columna estratigráfica tiene una potencia de 10 metros.

La parte basal de esta sucesión, comienza a los 2467 m.s.n.m., presenta 8 metros de potencia y está formada por una serie de gruesas gravas y bloques esporádicos masivos (aproximadamente 50cm de espesor), ósea, sin estratificación interna, con clastos subangulosos a angulosos, mal clasificados, en una matriz compuesta de arena grano

gruesa a limo (que en algunos casos presenta una leve estratificación), varía verticalmente de clasto a matriz soportada (facies Gmm y Gcm). En el techo de esta parte se observa una unidad de clastos tamaño predominantemente arena fina a media, redondeados, con clastos angulosos a subangulosos de grava gruesa ocasionales, que sobresalen de la columna. Esta facie de arena fina a media tiene una geometría irregular y presenta restos de fósiles crustáceos (facie Sf).

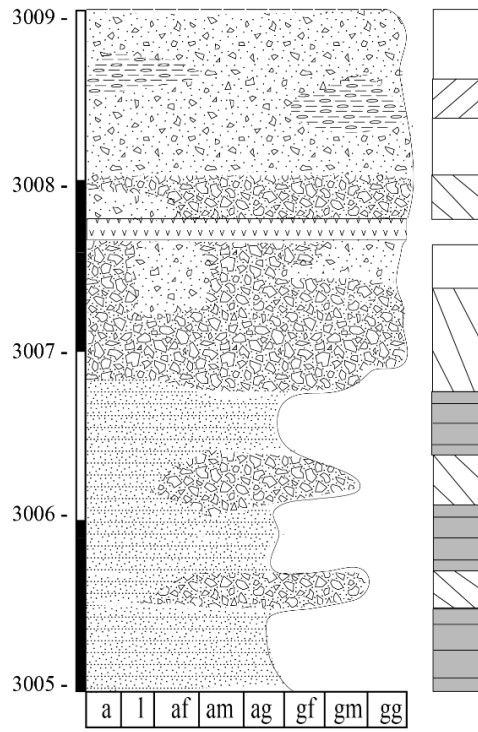
La parte intermedia de esta sucesión está formada por una serie de gruesas gravas y bloques, angulosos, mal clasificados, con clastos con orientación en dirección de la ladera, matriz soportada de grano tamaño, arena media a limo, presenta una variación lateral y a lo largo del eje del abanico en la que los clastos presentan una disposición masiva (facies Gh y Gmm). Esta unidad está intercalada por una unidad blanquecina de pocos centímetros de espesor, de arena de grano gruesa a fina, subredondeado, con estratificación incipiente planar y una matriz fango-arcillosa (facie Sp).

La parte superior de esta sucesión está formada por una serie de gravas y bloques esporádicos masivos, angulosos, buena clasificación, clasto soportado (facie Gcm), intercalada por una unidad blanquecina de arena gruesa a fina, estratificadas, subredondeado, con matriz fango-arcillosa (facie Sp) (Figura 5.2).

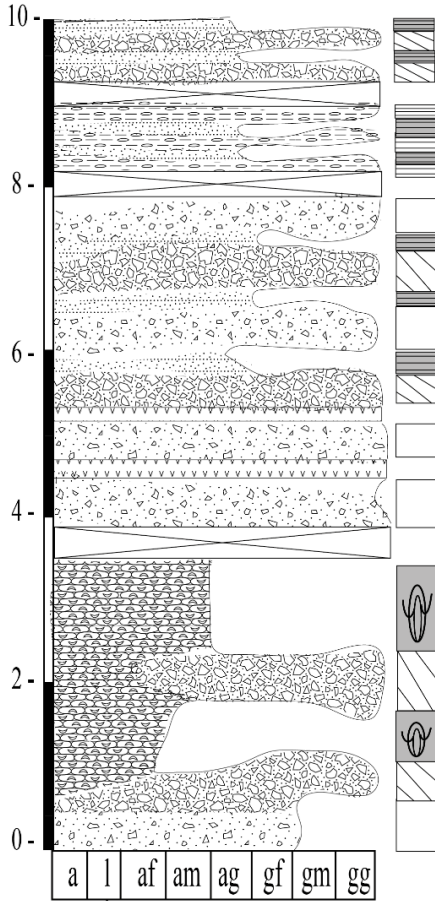
Leyenda

Estratigrafía		Facies			
	Grava masiva Clasto soportada		Gmm		Sm
	Grava masiva Matriz soportada		Gcm		Sh
	Grava con orientacion		Gcm y Gmm		Sp
	Arenas masiva		Gh		Sf
	Arena con orientacion		Gp		
	Toba		Gen		
	Arena con restos fosiles				
	Area no mapeada				

m.s.n.m. Columna Estratigrafica A



metros Columna Estratigrafica C



m.s.n.m. Columna Estratigrafica B

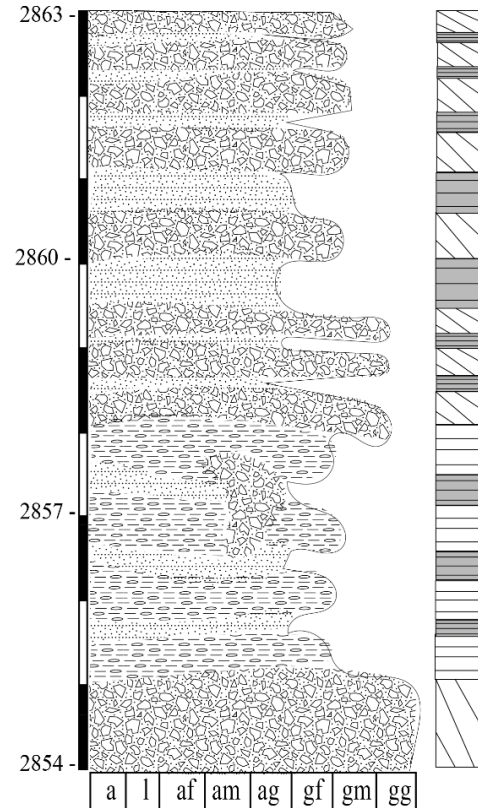


Figura 5.2: Columnas Estratigráficas del sector Quebrada El Hielo (A, B y C), véase Figura 2.2, también se incluye la leyenda de la estratigrafía y facies (véase tabla 5.1), y se presenta una sección estratigráfica que incluyen las tres columnas estratigráficas antes mencionadas.

La mayoría de los clastos de las columnas estratigráficas A y B, son más angulosos y presentan una disposición preferentemente masiva, en comparación con los clastos de la columna estratigráfica C (véase sección estratigráfica de la Figura 5.3), y se observan más estratos de la facie de arenas estratificadas (Sp) y de mayor potencia en el sector más oriental (Columna Estratigráfica A y B) que los del sector occidental (Columna Estratigráfica C).

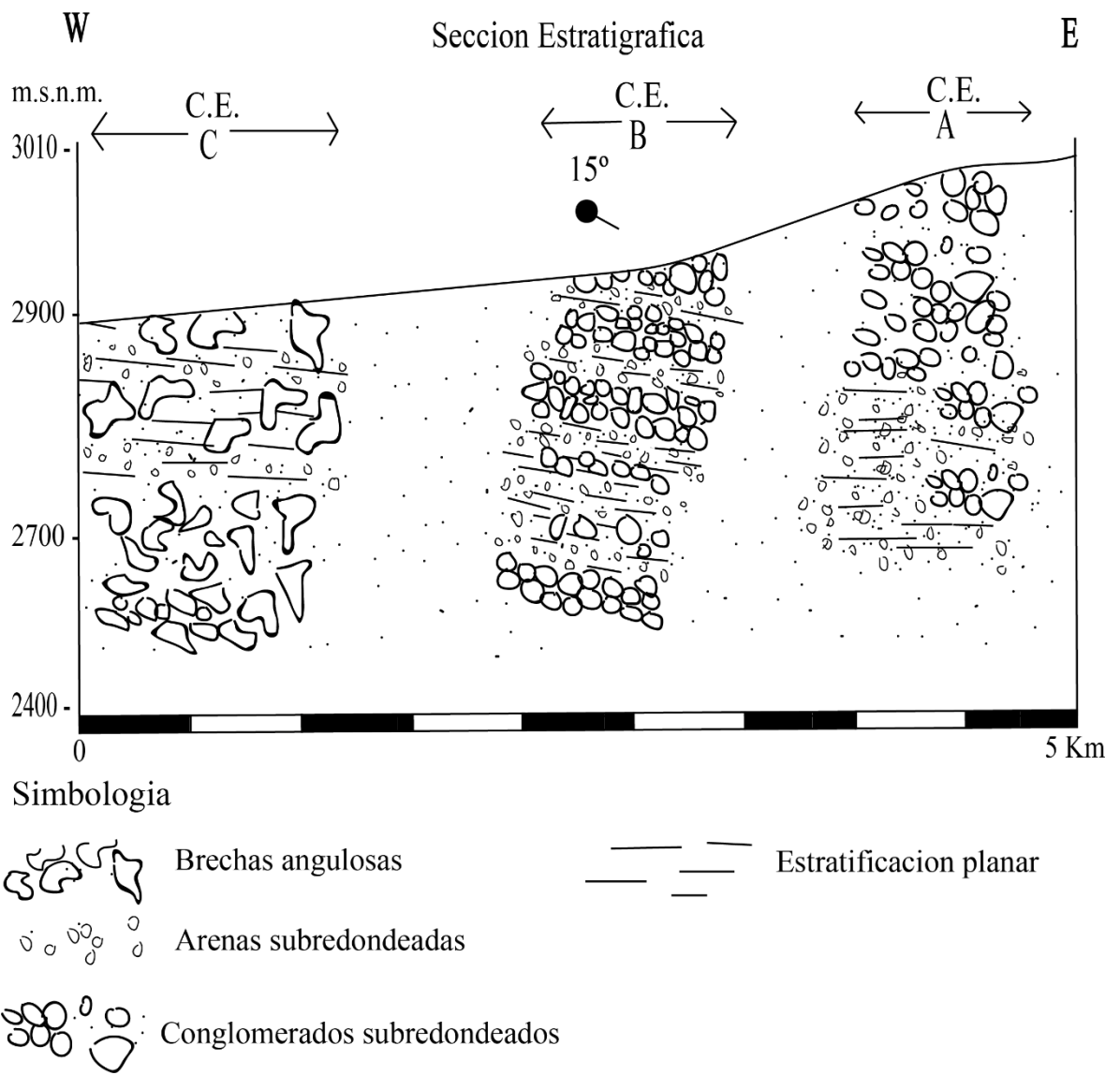


Figura 5.3: Sección Estratigráfica de las columnas A, B y C, del sector Quebrada El Hielo

5.1.2 Sector Quebrada San Andrés

Estas columnas se ubican en la Quebrada San Andrés, en la parte céntrico- septentrional del área de estudio (véase Figura 2.2), está formada por la Sucesión sedimentaria Gravas de Atacama.

- Columna Estratigráfica D

Esta columna estratigráfica tiene una potencia de 6 metros.

La parte basal de esta columna tiene una potencia de 1 metro, está formada por una alternancia de clastos tamaño grava media, angulosos, con una disposición masiva, y con una variación clasto-matriz soportada en la vertical y lateral, la matriz es preferentemente areno-arcillosa (en algunos sectores, esta unidad presenta una estratificación planar moderada) (facies Gmm y Gcm); intercala con unidad de clastos mayormente grava fina y algunos de arenas gruesas, subredondeado, con laminación paralela subhorizontal, matriz soportada y arcillosa (Sh).

La parte intermedia de esta columna tiene una potencia de 0.7 metros, está formada por una gradación normal de clastos, de clastos tamaño bloque angulosos, a clastos tamaño arena media más redondeados y clasto soportado (Gcn).

La parte superior de esta columna tiene una potencia de 4 metros, está formada por clastos de tamaño principalmente bloque a grava fina, mala selección, angulosos a subangulosos, masiva, con una matriz arena media a limo, presenta cambios matriz-clasto soportada y en la vertical y lateral de la columna, y cambios en el tamaño de los clastos a grava media en la vertical, además, en la zona inferior de esta, se encuentra un cambio en el color de la matriz a uno amarillento con forma lenticular (facies Gmm y Gcm) (Figura 5.4).

- Columna Estratigráfica E

Esta columna se ubica 2000 metros al sur de la columna estratigráfica D, también se realizó en la Sucesión Gravas de Atacama y presenta una potencia de 4.5 metros.

La parte basal de esta columna presenta una potencia de 1.5 metros, formada en su base por clastos tamaño bloque angulosos a subangulosos, masivo, en matriz arenosa, con

variaciones clasto-matriz soportada en la vertical (facies Gcm y Gmm). En el techo de esta parte, está formada por una unidad de clastos tamaño bloque angulosos, de disposición masiva, matriz soportada, en una matriz areno-limosa, intercalada con niveles de menor potencia de estratos planares de clastos tamaño arena gruesa, clasto soportado, dentro de una matriz limosa (facies Gmm y Sp).

La parte superior de esta columna presenta una potencia de 3 metros, está compuesta de una variación de tamaños de clastos (de tamaño bloque a grava fina) en la vertical, angulosos a subangulosos, mala selección, de disposición masiva, y variación clasto-matriz soportada en la vertical. Además, en el techo de esta parte, se observa un cambio a en la coloración de la matriz a una amarillenta en forma lenticular (facies Gcm y Gmm) (Figura 5.4).

Cabe mencionar que tanto la Columna Estratigráfica D y E, presentan estratos con geometría tabular con contactos difusos.

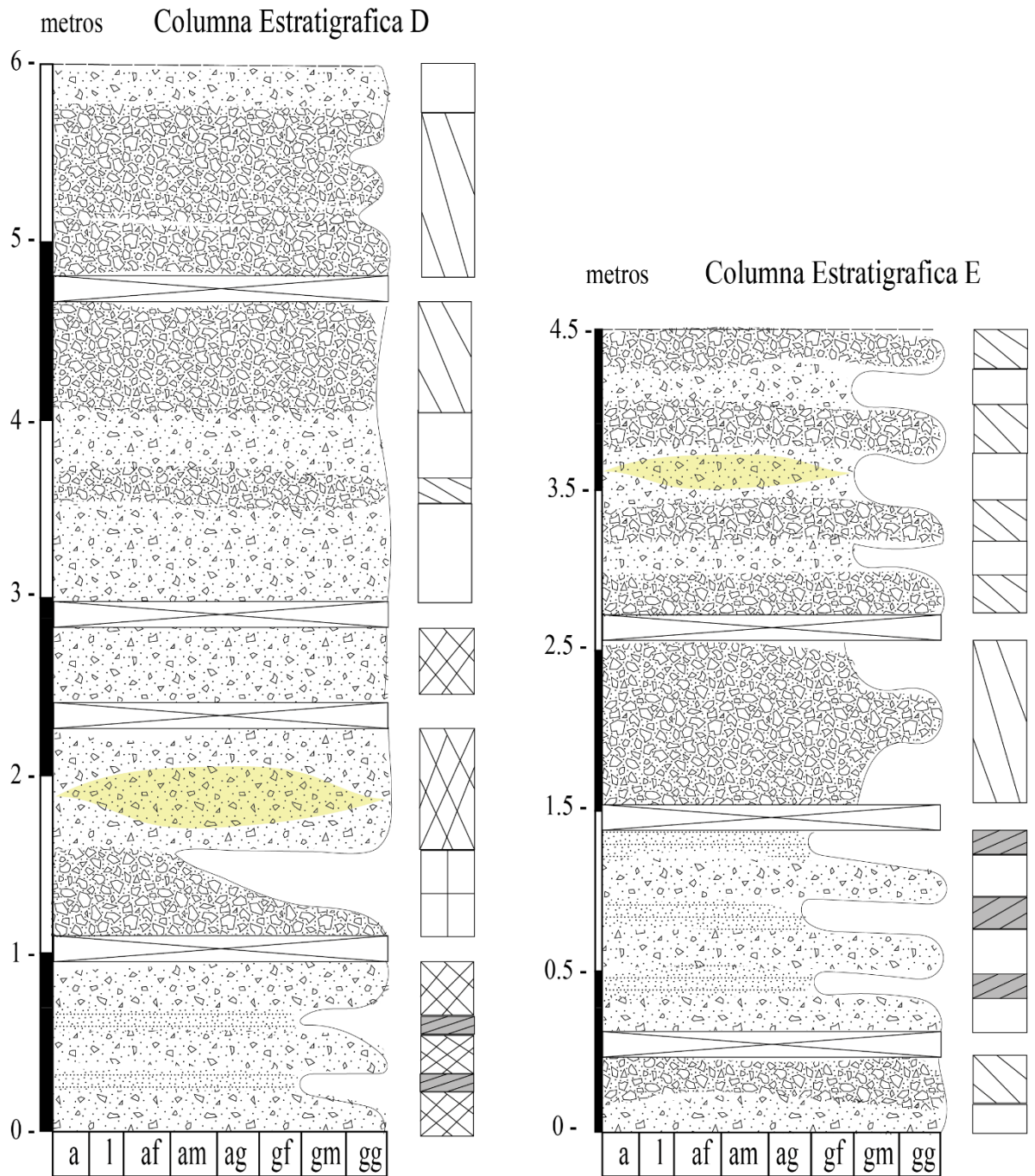


Figura 5.4: Columnas Estratigráficas del sector Quebrada San Andrés (D y E), véase Figura 2.2.

5.1.3 Sector Finca Chañaral Alto

Estas columnas estratigráficas se localizan en la Quebrada Chañaral Alto (Figura 2.2), y está formada tanto por la Sucesión Gravas de Atacama y Sucesión Depósitos Aluviales Antiguos.

- Columna Estratigráfica F

La parte basal de esta columna presenta una potencia de 6.5 metros, y está conformada por la Sucesión Gravas de Atacama, formada por una alternancia cíclica entre dos unidades de disposición masiva, con cambios tanto del tamaño de clasto como de la relación de clastos, ósea clasto-matriz soportada en la vertical (unidad de clastos tamaño grava gruesa a bloque, angulosos, baja redondez, clasto soportada, de menor potencia; y unidad de clastos tamaño grava media a fina, subanguloso a subredondeado, medianamente redondeado, matriz soportada, y de mayor potencia) (facies Gmm y Gcm). Además, en algunos sectores los clastos se encuentran levemente imbricados.

La parte superior de esta columna presenta una potencia de 2.5 metros, y está conformada por la Sucesión Depósitos Aluviales Antiguos, formada por una alternancia de clastos tamaño bloque, angulosos, clasto soportado, dispuestos de manera masiva y dentro de matriz arenosa; y de clastos estratificados, tamaño arena gruesa, clastos soportada (en algunas zonas presenta laminación) (facies Gcm y Sp), ambas unidades presentan geometría tabular con una buena extensión lateral, pero la facie Sp presenta mayor espesor que la facie Gcm (Figura 5.5).

- Columna Estratigráfica G

Esta columna estratigráfica se ubica 4740 metros al NEE de la columna recién mencionada. Presenta un espesor de 6 metros y está formada tanto por la sucesión Gravas de Atacama como la Sucesión Depósitos Aluviales Antiguos.

La parte basal de esta columna, presenta 1.5 metros, está formada desde su base por una unidad de clastos tamaño grava media, subangulosos a subredondeados, de disposición masiva, matriz soportada y en el techo por una unidad de clastos tamaño grava gruesa con bloques esporádicos, angulosos, mal seleccionado, masiva, principalmente clasto soportado, en matriz areno-limosa (facies Gcm y Gmm).

La parte superior de esta unidad presenta una potencia de 4.5 metros, conformada por la Sucesión Depósitos Aluviales Antiguos, en su parte inferior, compuesta por una alternancia de clastos tamaño grava gruesa, bien seleccionada, anguloso, clasto soportada, estratificada, en matriz arenosa; y clastos tamaño grava fina a arena gruesa, subanguloso, mal seleccionada, clasto soportada, estratificada, en matriz limosa, en esta parte inferior hay tres niveles de pocos centímetros de clastos tamaño arena media a fina, subredondeado, bien seleccionada, estratificada, matriz soportada y limosa (Gp y Sp). El techo de la parte superior está formado por clastos tamaño bloque a grava gruesa, mal seleccionada, anguloso, clasto soportado, en matriz areno-limosa, la disposición de los clastos genera dos niveles, separando los clastos masivos y los imbricados (Gcm, Gh) (Figura 5.5).

La geometría de los estratos en estas dos columnas son tabular subhorizontal con buena extensión lateral.

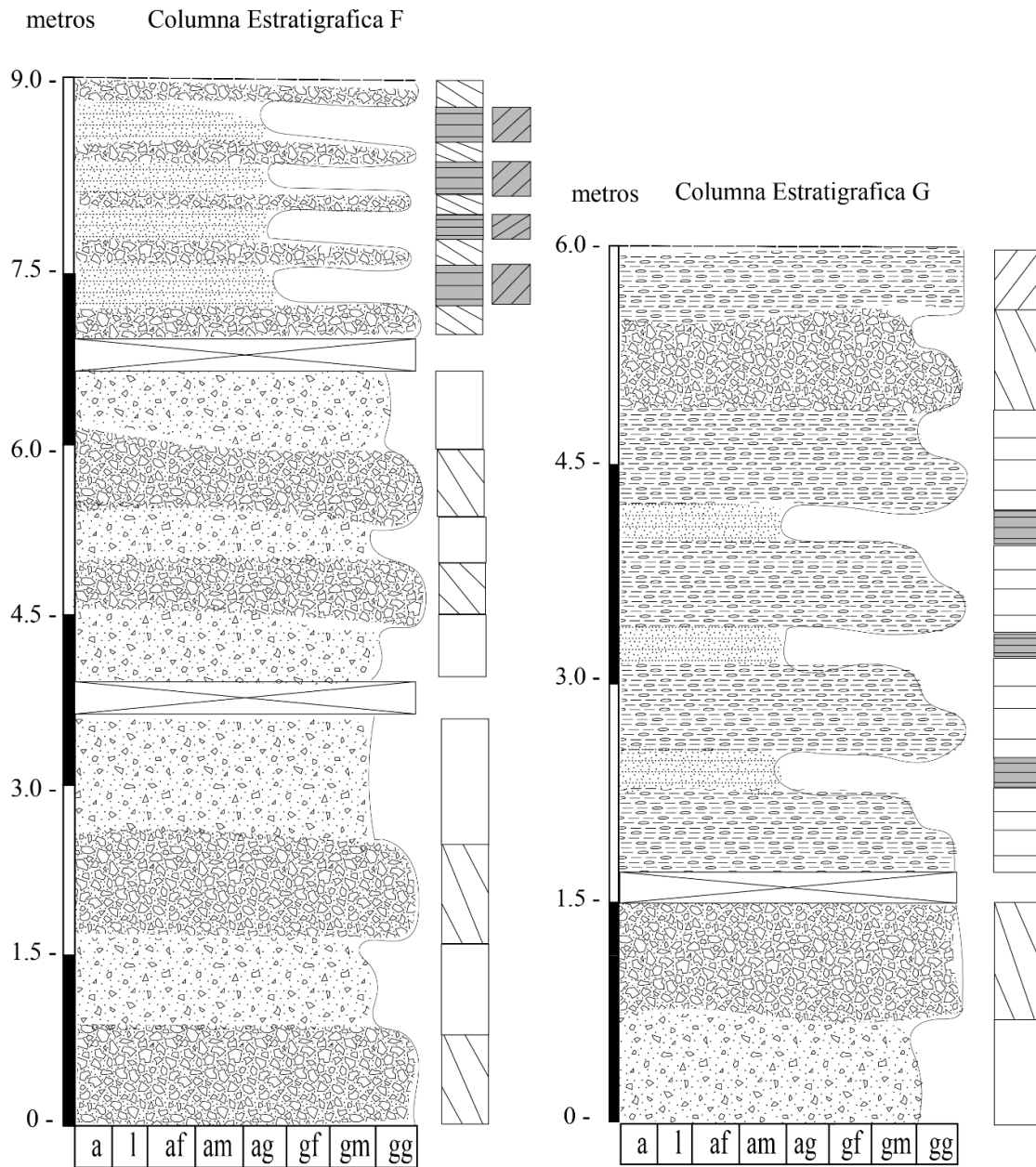


Figura 5.5: Columnas Estratigráficas del sector Finca Chañaral Alto (F y G), véase Figura 2.2.

Las columnas del sector de Quebrada San Andrés y Finca Chañaral Alto (Columnas Estratigráficas D, F y G), presentan una mayor cantidad de unidades estratificadas, laminadas y los clastos tamaño grava son subredondeados a subangulosos (especialmente en el sector Finca Chañaral Alto), y en algunos casos están imbricados, en comparación con las unidades del sector Quebrada El Hielo (Columna Estratigráfica C), que la mayoría de esta presenta una disposición masiva y los clastos tamaño grava son angulosos (Figura 5.6).

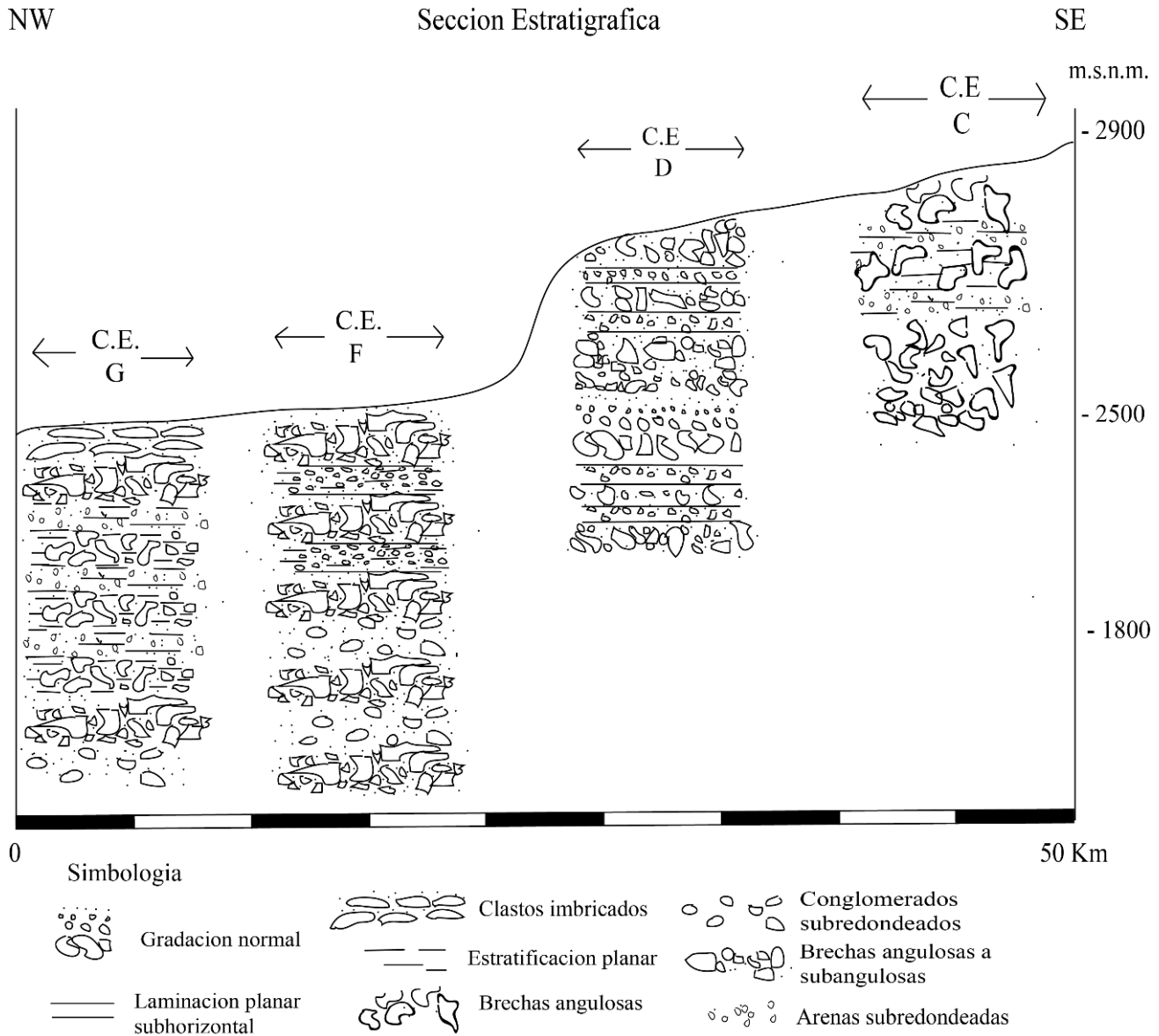


Figura 5.6: Sección Estratigráfica de las columnas del sector Quebrada El Hielo (Columna Estratigráfica C), San Andrés (Columna Estratigráfica D) y del sector Finca Chañaral Alto (Columna Estratigráfica F y G).

5.1.4 Sector Chulo

Estas columnas estratigráficas se localizan a lo largo de la Quebrada Chulo (Figura 2.2), y está formada por la Sucesión Gravas de Atacama.

- Columna Estratigráfica H

Presenta un espesor de 6 metros y está conformada por la Sucesión Gravas de Atacama.

La parte basal de esta columna tiene 2 metros de potencia, está formada por, clastos tamaño grava media con bloques esporádicos, medianamente seleccionada, subredondeado, alta esfericidad, masivo, con variaciones clasto-matriz soportada en la vertical (Gcm y Gmm).

La parte superior de esta columna tiene 4 metros de potencia y está formada por una alternancia cíclica de clastos tamaño grava con bloques esporádicos, subangulosos, mal seleccionada, baja redondez, masivo y con clastos imbricados en algunas zonas, con variaciones clasto-matriz soportada en la vertical y disminución del tamaño de los clastos, en matriz arenosa; y un nivel de pocos centímetros (12 cm) de clastos tamaño arena gruesa a media, bien seleccionada, subredondeado, con estratificación planar, en matriz limosa (Gcm, Gmm y Sp) (Figura 5.7).

Las unidades de esta columna consisten en estratos irregulares, mayormente.

- Columna Estratigráfica I

Esta columna estratigráfica se encuentra a 500 metros al SWW de la columna recién mencionada, además tiene una potencia de 6 metros y está conformada por la Sucesión Gravas de Atacama.

La parte basal de esta columna tiene 2 metros de espesor, está formada por alternancia de clastos tamaño grava gruesa a fina, mal seleccionada, subredondeado, con variación matriz-clasto soportada en la vertical, estratificadas, con matriz arenosa; y clastos tamaño arena grano fino, con estratificación, meteorización esferoidal, matriz soportada y limosa, y con cambios en la coloración en la matriz a una rojiza (Gp y Sp), los estratos de esta parte consta de una geometría tabular subhorizontal. Además, esta parte basal de la columna está afectada por fallas inversas (N82E/88SE) de 3 cm de desplazamiento, espacio en el cual precipito carbonato (Figura 5.7).

La parte superior de esta columna tiene un espesor de 4 metros y está formada por una unidad de disposición masiva, de geometría irregular, con niveles con variaciones en el

tamaño de clasto bloque-grava gruesa a grava media, subangulosos, clasto soportado, bien seleccionada, en matriz areno-limosa (Gcm) (Figura 5.7).

- Columna Estratigráfica J

Esta columna estratigráfica se encuentra a 400 metros al SWW de la Columna Estratigráfica I, y está conformada por la Sucesión Gravas de Atacama.

La parte basal de esta columna presenta una potencia de 3 metros, está formada por desde la base por una unidad de clastos tamaño bloque a grava fina, mal seleccionada, subanguloso, matriz soportada, masivo, con variaciones matriz-clasto soportada en la vertical y lateral (facie Gcm y Gmm). Los estratos presentan una geometría predominantemente irregular.

La parte superior de esta columna tiene un espesor de 5 metros, formada desde la base por una unidad de clastos tamaño grava gruesa, bien seleccionada, subredondeado, clastos soportada, con disposición masiva y dentro de matriz arenosa; y en el techo de esta parte de la columna tiene clastos tamaño grava, clasto soportado y estratificadas (Gcm y Gh) (Figura 5.7). Esta unidad presenta estratos de geometría planar.

- Columna Estratigráfica K

Esta columna se ubica a 38000 metros al SW de la Columna Estratigráfica J, presenta una potencia aproximada de 8 metros y está conformada por la Sucesión de Gravas de Atacama.

Su parte basal está formada por una gradación normal, que va desde clastos tamaño bloque, anguloso, baja redondez, clasto soportado, dentro de una matriz arenosa, hasta clastos tamaño arena media, subredondeado, con un mayor porcentaje de matriz (Gcn).

La parte superior presenta una unidad de disposición masiva de clastos tamaño, bloques a grava media, mal seleccionada, anguloso, mayormente matriz soportada con pequeña área clasto soportada y una matriz arenosa (Gmm y Gcm) (Figura 5.7).

Las unidades de esta columna, consisten en estratos irregulares.

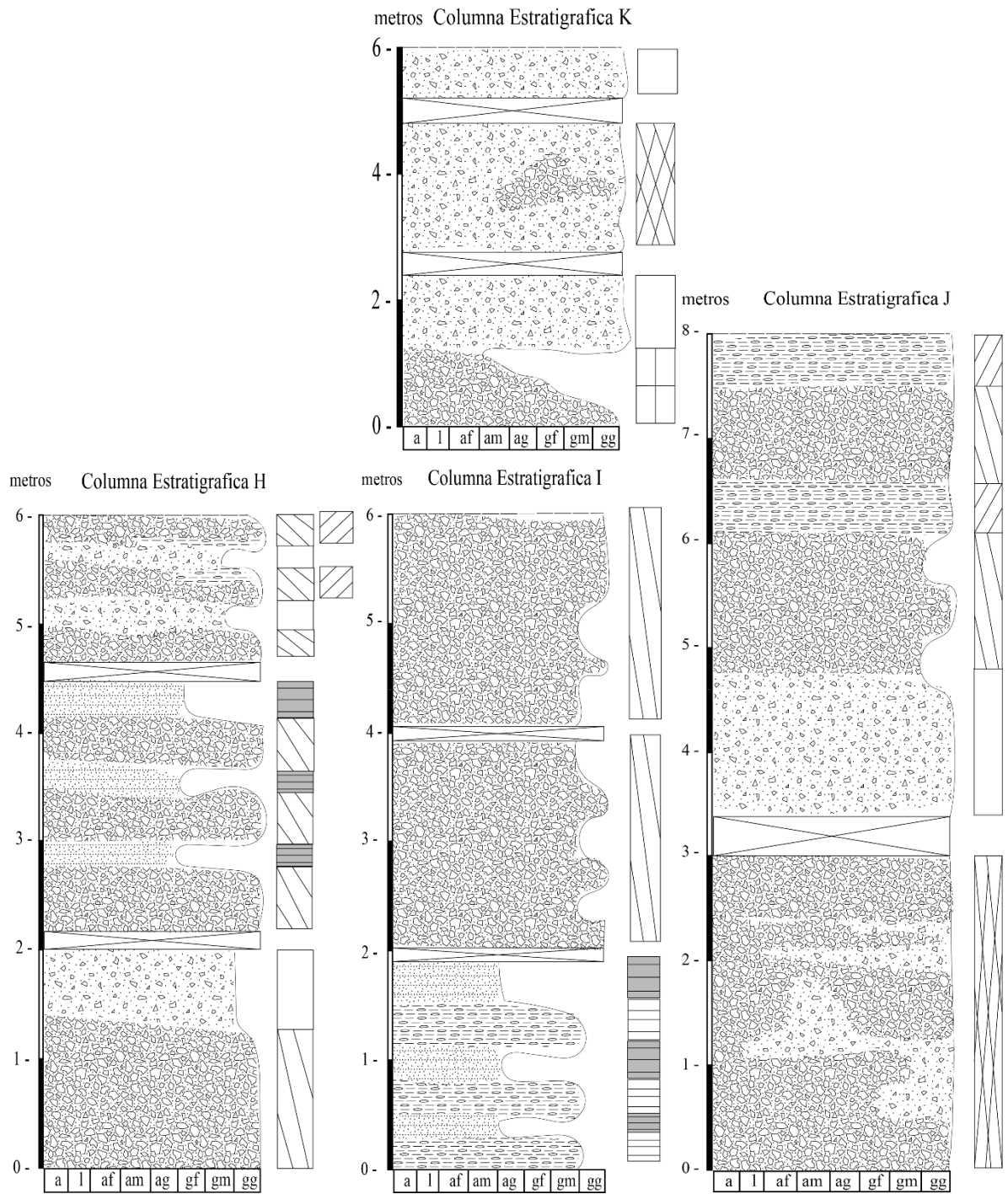


Figura 5.7: Columnas Estratigráficas del sector Chulo (H, I, J y K), véase Figura 2.2

5.1.5 Sector Paipote

- **Columna Estratigráfica L**

Esta columna se encuentra en Paipote, en la esquina sur-occidental del área de estudio (véase Figura 2.2), está conformada por la Sucesión Depósitos Aluviales Antiguos y tiene un espesor de 4.5 metros. Esta columna está formada en la base por una unidad de clastos tamaño arena fina a limo, con disposición masiva, bien seleccionada, redondeado, clasto soportado, en una matriz limosa (facie Sm); y en la parte media y superior por una alternancia de cíclica de clastos tamaño bloque estratificada con clastos tamaño arena gruesa estratificada, ambas son clasto soportada, subanguloso, en matriz areno-limosa, en el techo se observa clastos tamaño grava a arena gruesa levemente imbricada, subangulosos, matriz soportada y las arenas con laminación subhorizontal (facie Sp, Sh, Gp y Gh) (Figura 5.8). Las unidades de esta columna presentan una geometría planar subhorizontal, de buena extensión lateral.

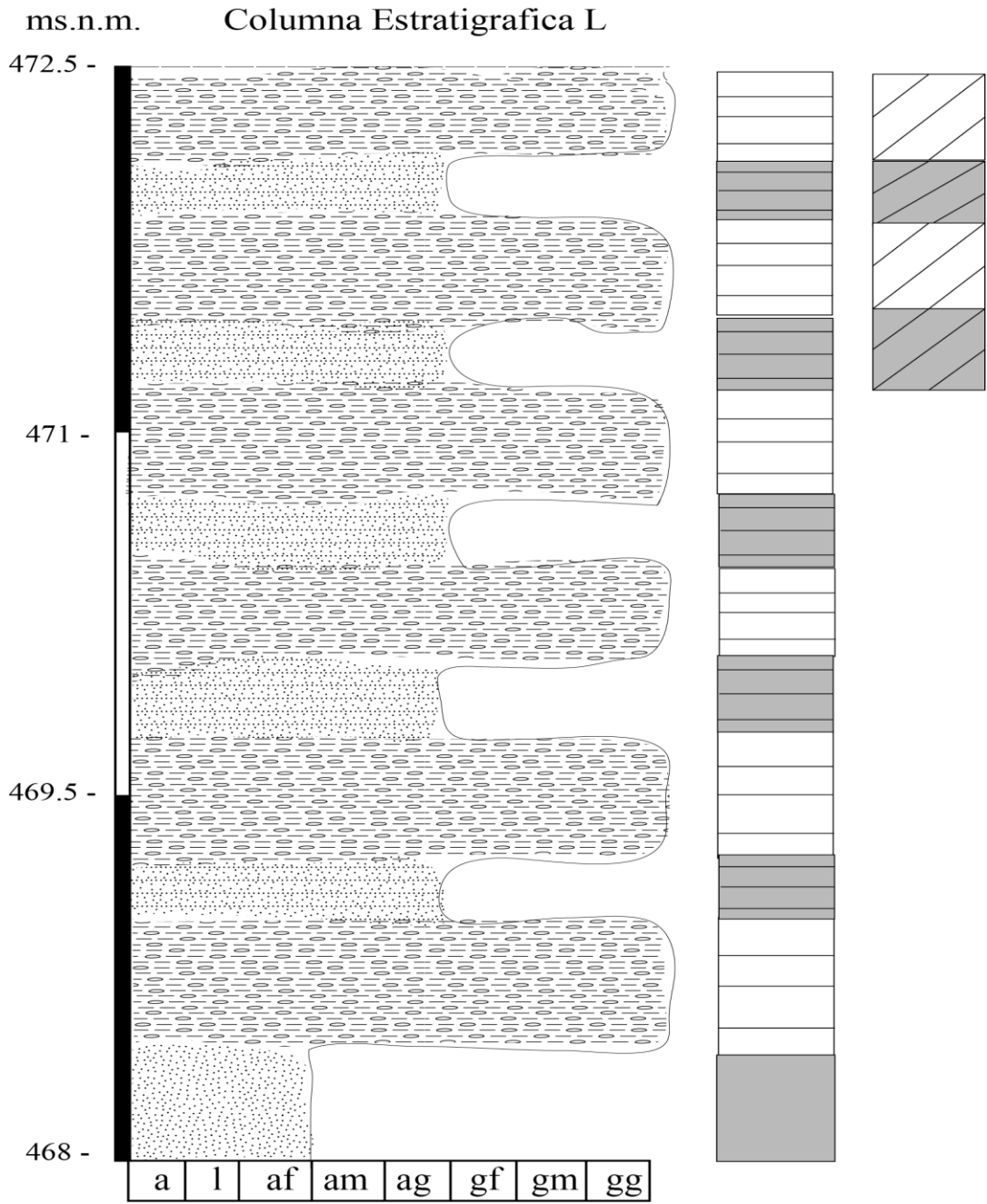


Figura 5.8: Columnas Estratigráficas del sector Paipote (L), véase Figura 2.2

Las columnas de la zona de Chulo (Columnas Estratigráficas H, I y K), presenta clastos más angulosos de disposición masiva, con intercalaciones de poca potencia de arenas medias y finas estratificadas, en comparación con la columna de la zona de Paipote (Columna Estratificación L), que consta de clastos más redondeados estratificados, imbricados y con laminaciones (en arenas) (Figura 5.9).

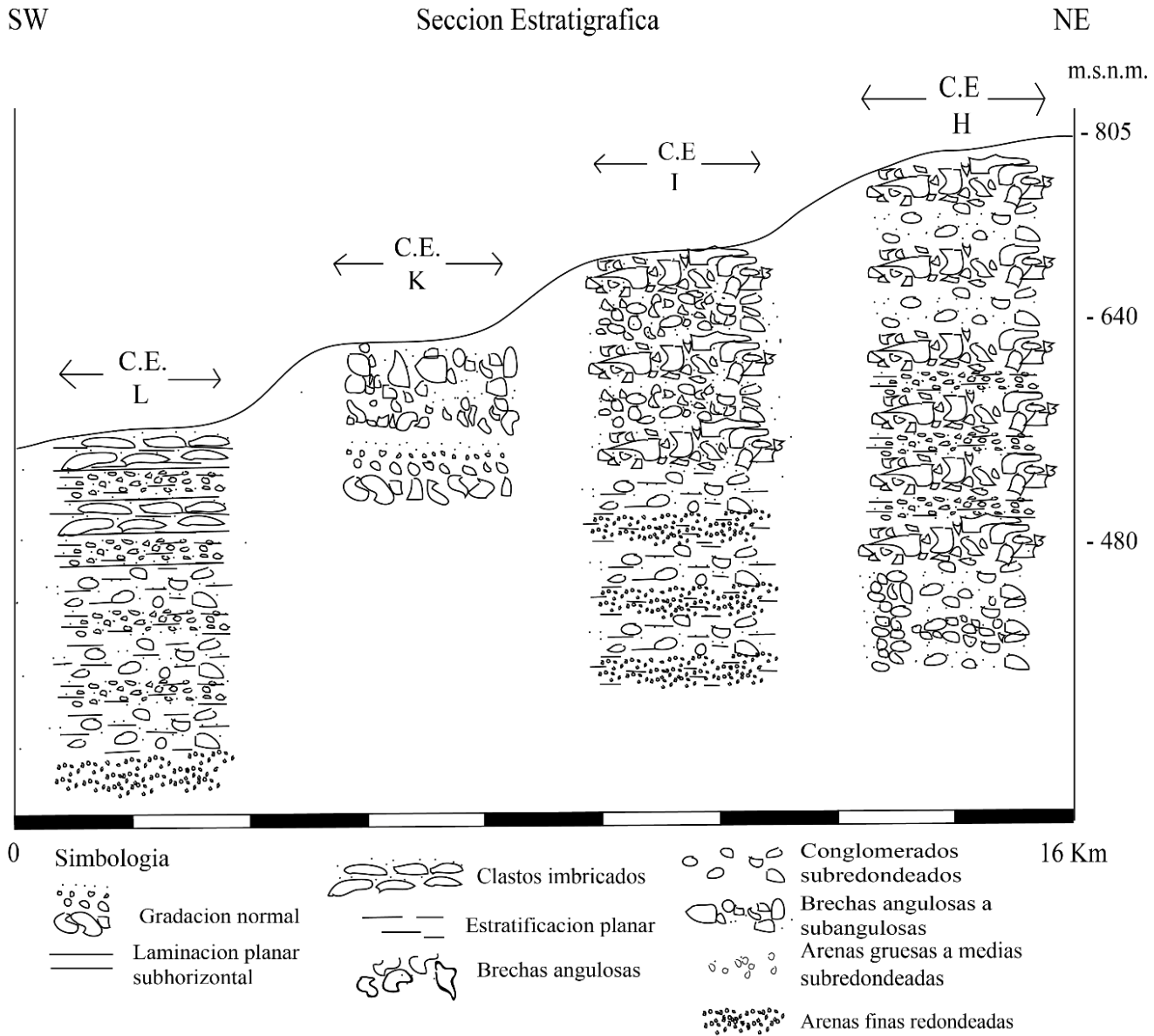


Figura 5.9: Sección Estratigráfica de las zonas de Chulo (Columnas Estratigráficas H, I y K) y la zona de Paipote (Columna Estratigráfica L).

6 DISCUSIONES

6.1 ASOCIACIÓN DE FACIES

Los depósitos del Mioceno al Plioceno Inferior de la zona de estudio, se agruparon en nueve litofacies, mayormente litofacies de arenas y gravas, el transporte y depositación de esta última tiene lugar bajo un amplio espectro de condiciones físicas y da lugar a una serie de variaciones texturales y estructurales en los depósitos resultantes. Los principales factores de control son la condición del flujo, ya sea laminar o turbulento, y la concentración de sedimentos.

6.1.1 Asociación de facie A1: Gmm y Gcm

Esta asociación está compuesta principalmente por facies de gravas (Gcm y Gmm), con intercalaciones de menor potencia de facies de arenas (Sp y Sh) (Figura 6.1).

La litofacies Gcm y Gmm, representan flujos de detritos cohesivos. La baja proporción de matriz arenosa y la fábrica clasto soportado de las facies Gcm indican un flujo pseudoplastico de densidad hiperconcentrada (Miall, 1996), con una corriente capaz de transportar el material fino, manteniéndolo en suspensión (Walker, 1976) por lo tanto, se interpreta un régimen de energía alta a moderada. Mientras que el carácter masivo y matriz soportado se interpreta como un flujo plástico de alta resistencia (Miall, 1996), de alta densidad, donde los clastos se mueven inmersos en un flujo cohesivo en condiciones subacuosas, transportados en un régimen de alta energía y depositado por el congelamiento del movimiento del flujo (Colombo y Marzo, 1987) o (depositado por una repentina pérdida de velocidad).

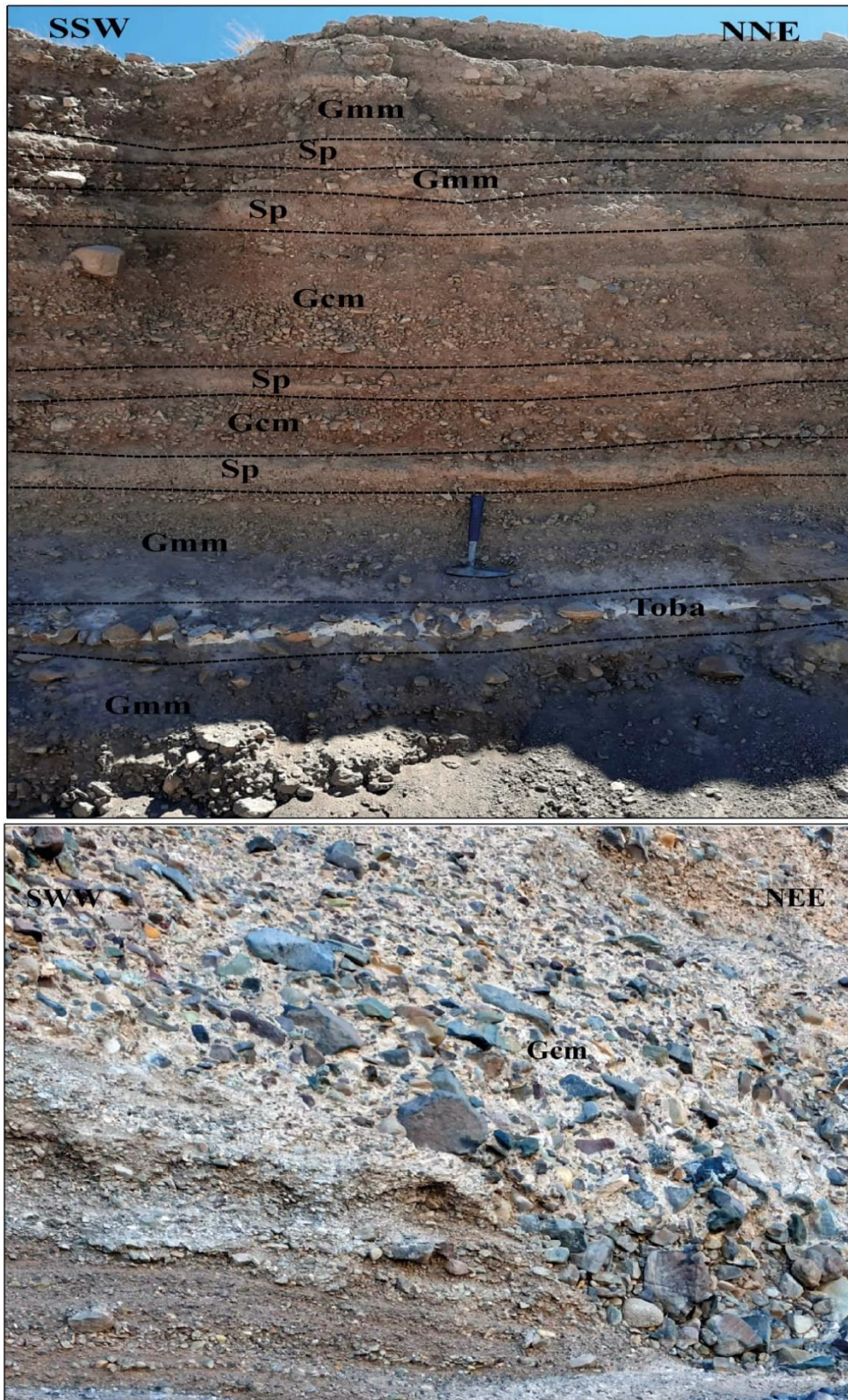


Figura 6.1: Fotografías de afloramiento de las secuencias estratigráficas, de la Asociación de facies A1. Los nombres de las litofacies están adaptados de Miall (1996), y se describe en la Tabla 5.1.

6.1.2 Asociación de facie A2: Sm, Sh y Gh

Esta asociación arenas con laminaciones horizontales (Sh), arenas masivas (Sm) y gravas con clastos imbricados (Gh) (Figura 6.2), además se observan ocurrencias menores de facies masivas de gravas (Gcm y Gmm) de espesores menores en comparación con la Asociación de facies 1.

Los procesos de depósito implicados en la formación de las facies Gcm y Gmm se describen en la Asociación de facie A1.

Se interpreta que la facies Sm se deposita a partir de flujos hiperconcentrados (Smith, 1986) o corrientes de turbidez de alta densidad (Horton y Schmitt, 1996) donde la deposición de arena es demasiado rápida para permitir el desarrollo de formas de lecho.

La presencia de facies Sh, indica que se deposita en condiciones de régimen de flujo superior (Collinson, 1996; Miall, 1996) y se interpreta como una representación de depósitos de pliegos (Horton y Schmitt, 1996), derivados de flujos no confinados, ósea una lámina de agua somera con una velocidad de flujo mayor. La imbricación de clastos (facie Gh) indica el retrabajo del material por corrientes unidireccionales y sugiere que parte del proceso de sedimentación implica la tracción del lecho, y se interpreta que se deposita a partir de inundaciones planas no confinadas o mal confinadas (Horton y Schmitt, 1996).

6.1.3 Asociación de facie A3: Sp, Gp y Gcn

Esta asociación incluye estratos subplanares de arenas estratificadas horizontales (Sp), intercaladas con gravas estratificadas (Gp), con facies puntuales de gravas con gradación normal (Gcn).

Las facies estratificadas (Sp y Gp), se interpreta como una representación de depósitos de relleno de canales asociados con barras transversales y lingoides o con dunas 2D-3D (Miall, 1996; Bordy y Catuneanu, 2001). La facie de arenas estratificadas Sp, son depósitos característicos de condiciones de bajo régimen de flujo que sugieren migración de antidunas bajo trenes de ondas estacionarias (Figura 6.2).

La facie Gcn se forma en flujos confinados en corrientes fluviales, corrientes hiperconcentradas (Waresback y Turbeville, 1990) o altas corrientes de turbidez de densidad (Horton y Schmitt, 1996). La facies de Gcn se encuentra en rellenos de canales, láminas de retardo de canal y láminas de barra de canal (Nemec y Postma, 1993).

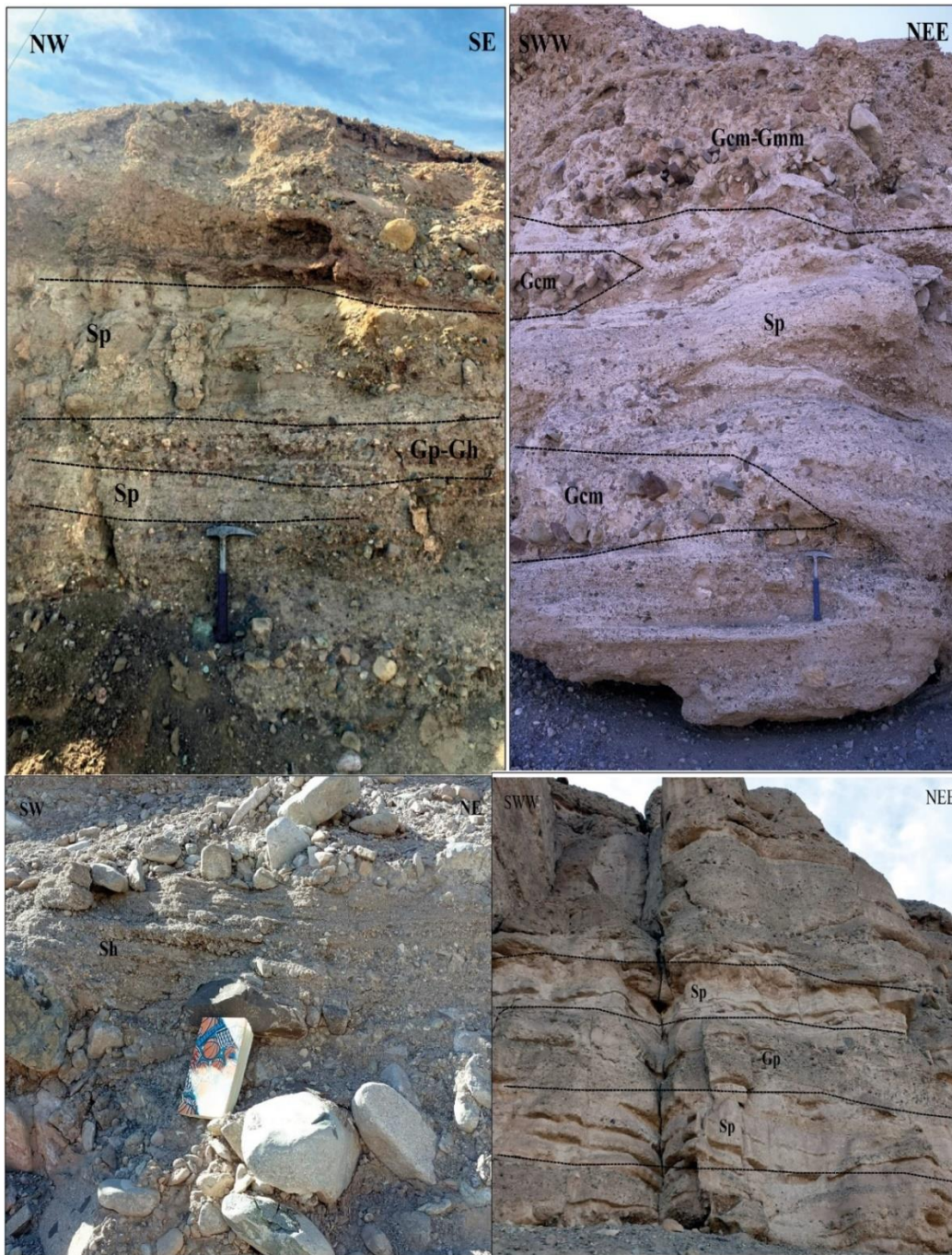


Figura 6.2: Fotografías de afloramiento de las secuencias estratigráficas, de la Asociaciones de facies A2-A3. Los nombres de las litofacies están adaptados de Miall (1996), y se describe en la Tabla 5.1.

6.2 AMBIENTE DEPOSITACIONAL

Las asociaciones de facies reconocidas en el curso alto de la quebrada Paipote de los depósitos no consolidados del Eoceno al Plioceno Inferior, se interpretan que se formaron dentro de un ambiente de abanico aluvial.

Los abanicos aluviales generalmente se han constituido al pie de un relieve montañoso que actúa como área fuente del material clástico de granulometría gruesa y muy gruesa (Blissenbach, 1954). Los procesos sedimentarios que operan en los abanicos, pueden generar tanto como flujos de sedimentos por gravedad, en los que los sedimentos son transportados por la fuerza de la gravedad que actúa directamente sobre los materiales (desprendimientos de rocas, deslizamientos de rocas, deslizamientos coluviales, avalanchas de rocas y flujos de detritos), como flujos fluidos por gravedad, ósea flujo de agua, en los que los sedimentos se mueven por la fuerza del agua (canales incisos, inundaciones láminares) (Blair y McPherson 1994).

La asociación de facie A1 está dominada principalmente por depósitos sucesivos de flujos de alta densidad (Gmm y Gcm), sumado a la geometría acanalada o lenticular, en algunas de estas facies, que representan flujos canalizados, óseo flujo de detritos (*debris flow*). Los flujos de detritos son importantes procesos de depósito en abanicos aluviales, responsables de muchos depósitos de grano grueso (Blair y McPherson 1994). Son flujos gravitacionales de mezclas altamente concentradas de sedimentos y agua, que dan como resultado depósitos masivos, mal clasificados y con frentes lobulados y diques laterales (Sohn et al. 1997). La deposición de un flujo de escombros ocurre abruptamente o en masa a medida que el esfuerzo cortante impulsor cae por debajo del límite elástico plástico (modelo viscoplástico) (Johnson 1970, 1984) o cuando los granos se bloquean debido a una disminución en la presión dispersiva (modelo de flujo de grano inercial) (Takahashi 2007).

En la asociación de facie A2, predominan los procesos de flujo de corriente (*stream-flow*), representado por las litofacies Sh, Sm y Gh. En contraste con los flujos de detritos, los flujos de corrientes son flujos de agua no confinados, que se expanden a medida que descienden en forma de abanico y depositan sus cargas de sedimentos, grano por grano.

La marcada geometría tabular subhorizontal, de gran extensión lateral, de las litofacies de la A2, sugiere que estas corrientes tractivas fueron muy energéticas y no confinadas, en episodios de arroyada en manto (*sheet flood*). La falta de facies tamaño limo-arcilla, sugiere que las inundaciones repentinas son los procesos dominantes en este entorno más que las corrientes de agua estables. La facie Sm se interpreta como formas de fondo de arenas (Miall, 1985) que se habría formado por acumulaciones de arenas y gravas muy finas, situados sobre una superficie inactiva de abanicos aluviales, denominados arroyada en manto (*sheet flood*) (e.g. Miall, 1985). Estos episodios se originan cuando el material es arrastrado por el flujo desde el área fuente hasta la parte apical del abanico, sobrepasándolo y depositando tanto por desconfinamiento como por quiebre de la pendiente. Además, cabe mencionar que los estratos de la facie Sp aumenta en espesor y frecuencia, en comparación con la Asociación de facies 1, lo que indica una acumulación de inundaciones repentinas de láminas no confinadas o mal confinadas.

Los episodios de arroyada en manto (*sheet flood*) se originan cuando los materiales que han sido arrastrados desde el área fuente hasta el abanico, sobrepasan la zona apical y se expanden tanto por pérdida del encajamiento como por la ruptura importante de la pendiente deposicional. Generalmente, constituyen depósitos no muy potentes, caracterizados por laminación y estratificación aproximadamente planar y paralela (de 2° a 8°) en un corte paralelo a la superficie del abanico (Colombo 2010).

La asociación de facie A3, está dominada por los procesos de rellenos de canales y se puede vincular a un sistema trenzado (*braided system*), debido a la geometría de los estratos tabular con buena extensión lateral (en vez de canaliforme), esto sumado a que no se observan estratificación cruzada en facies de gravas ni de arenas, se interpreta que es un sistema trenzado poco profundo, que posiblemente resulte de eventos de baja magnitud que reelaboran la superficie de unidades de inundación más grandes. Sin embargo, la escasez de intercalaciones de sedimentos de grano fino es compatible con flujos repentinos y efímeros seguidos de filtraciones rápidas.

El cambio de la asociación A1 dominada por el flujo de escombros a las asociaciones A2-A3 dominada por la inundación en láminas y relleno de canales poco profundo, se

acompaña de una disminución general en el tamaño del grano y un aumento en la extensión lateral de los lechos.

Cabe mencionar que en el sector de la Quebrada El Hielo (Columna Estratigráfica C) se encuentra la única evidencia de un cuerpo de agua estable, la facie Sf, que presenta restos fósiles de un crustáceo, que de acuerdo a la geología histórica del sector concuerda con un organismo de agua dulce, por ende, no se habría formado en un ambiente de abanico aluvial, sino más bien esta se interpreta como una facie que se formó en un posible ambiente de transición aluvial-lacustre.

En general, se informa que los flujos diluidos (A2-A3) se vuelven más comunes hacia la parte distal de un abanico aluvial (p. ej., Meyer y Wells 1995). De acuerdo a Colombo; 2010, que propone una subdivisión de un abanico aluvial, atendiendo a la morfología específica, distribución granulométrica y facies más características. La asociación de facies A1, se encontraría en el cuerpo interno del abanico (tendencia proximal), la asociación de facies A2-A3, estaría en el cuerpo externo del abanico (tendencia distal) y la facie Sf, se ubicaría en la zona externa del pie del abanico, la cual muestra interrelación con otros sistemas sedimentarios, como pueden ser los evaporíticos, los lacustres y los fluviales más o menos transversales a las direcciones principales de aporte del abanico (Figura 6.3).

Ya que esta asociación de A1-A2-A3, se observa en las distintas columnas estratigráficas, separadas una de otras por kms, se interpreta que el proceso de agradación del sector de estudio está formado por varios abanicos de pequeña extensión areal.

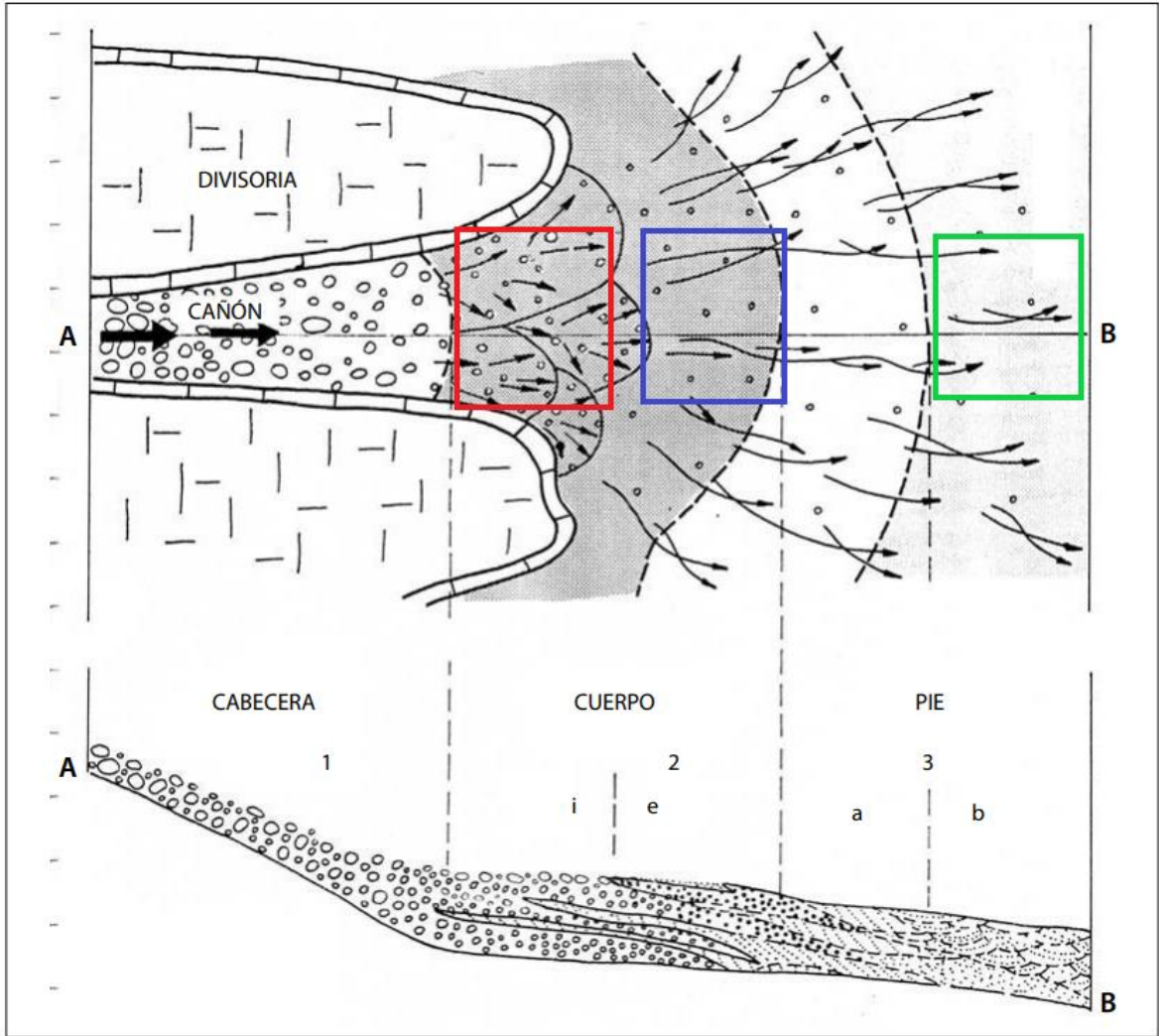


Figura 6.3: Planta esquemática y sección de un abanico aluvial funcional y su relación con el encajante. Las flechas (vectores) indican la intensidad relativa de los procesos fluviales (MacGowen y Groat, 1971): 1) la cabecera se caracteriza por gravas masivas y muy gruesas; 2) el cuerpo muestra alternancia de gravas y arenas. Las gravas son predominantes en la zona interna (i), mientras que las arenas son más evidentes en la zona externa (e); 3) el pie está caracterizado por mostrar estructuras tractivas de estratificación cruzada curvada (trough) predominante en la zona interna (a) y estratificación cruzada tabular (planar) en la zona externa (b). El rectángulo rojo, tentativamente, representa la posición de la Asociación de facies A1 en un abanico aluvial, el rectángulo azul, la posición de la Asociación de facies A2-A3 y el rectángulo verde, la posición de la facie Sf. Modificado de Colombo, 2010.

6.3 CONSECUENCIAS DEL SISTEMA DE FALLAS DE DOMEYKO EN EL PAISAJE

Las diferencias que se pueden establecer usando curvas hipsométricas entre el lado este y oeste de la rama más occidental de SFD en el área de estudio (Figura 4.5 y 4.6), sugieren que el SFD controla la morfometría de las cuencas tributarias. Al oeste del SFD las curvas cóncavas indican que las cuencas tributarias tienen la mayor parte de su superficie en las partes más bajas de la cuenca. Por otro lado, inmediatamente al este de los ramales SFD, las curvas convexas a sigmoidales indican que las cuencas tributarias tienen la mayor parte de su superficie en las partes altas de la cuenca. Esto indica la presencia de cuencas tributarias más incisivas al este de las ramas SFD, mientras que, al oeste de la SFD, las cuencas tributarias que están llenas de sedimentos de Neógeno a Reciente están solo ligeramente disecadas.

Además, en los perfiles swaths (Figura 3.3), se puede inferir que el Sistema de Fallas de Domeyko (Falla La Ternera) marca una interrupción abrupta N-S de la geomorfología a gran escala en esta región. Esta interrupción puede ser visualizada por los cambios en la topografía promedio en la este-oeste, generando una serie de cordones montañosos y cuencas intermontanas. Como con las curvas hipsométricas, los perfiles swaths (Figura 3.3), indican que el valor es más alto al este del SFD, donde los valles están profundamente incididos, lo cual se puede atribuir al levantamiento de la Cordillera de Domeyko, mientras que al oeste del SFD, los valles forman grandes llanuras. Por otro lado, el relleno de Gravas Neógenas se desarrolla a lo largo de la Cordillera de Domeyko, sellando las estructuras relacionadas con el SFD, y no hay evidencia de actividades de fallas mayores que afecten los depósitos Neógenos. En consecuencia, el control de la SFD sobre las principales características topográficas se hereda de una evolución geomorfológica pre-neógena de la región.

6.4 CONTROL LITOLÓGICO Y ESTRUCTURAL EN LA DISPOSICIÓN DE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

En este apartado se pretende dilucidar las relaciones espaciales entre las unidades geomorfológicas (tanto pedimentos como frentes topográficos), con las unidades geológicas, fallas tectónicas, pliegues, knickpoints, ksn y chi.

6.4.1 Relación de pediplanicies con unidades geológicas

Todos los pedimentos de la zona, están ubicados al este del frente topográfico 4 (Figura 6.4). Los pedimentos degradacionales, se encuentran en la zona más oriental y occidental del área, en la zona entre el frente topográfico 1 y frente topográfico 3, hay una ausencia de este tipo de pedimento. El desarrollo de los pedimentos degradacionales del área, no se ven favorecida por la presencia de cuerpos plutónicos graníticos (rocas fáciles de desintegrar y erosionar), sumado a que estos pedimentos afectan tanto rocas sedimentarias detríticas como rocas ígneas volcánicas i.e. Formación Venado, Formación Cerrillos y Estratos Cerros Los Carneros; se infiere que la formación de estos pedimentos no fue condicionada por la litología sobre la roca que fue labrada, aunque si puede serlo la posición en la que se encuentran con respecto a los frentes topográficos. Por la edad de las rocas más jóvenes sobre las que se labra, limita una edad máxima Cretácico Superior para el pedimento más oriental y Paleoceno Superior para el pedimento más occidental. Debido a que ambos pedimentos están cubiertos por las Gravas de Atacama, su edad mínima es del Mioceno medio.

Los pedimentos agradacionales están distribuidos más uniformemente en el área que los pedimentos degradacionales, aunque parecido a lo que pasa con los pedimentos degradacionales entre el frente topográfico 1 y frente topográfico 3, su frecuencia disminuye considerablemente. Las superficies labradas sobre las Gravas de Atacama limitan su edad con las labradas sobre los Depósitos Aluviales Antiguos por la presencia de la Ignimbrita de San Andrés (9-10 Ma).

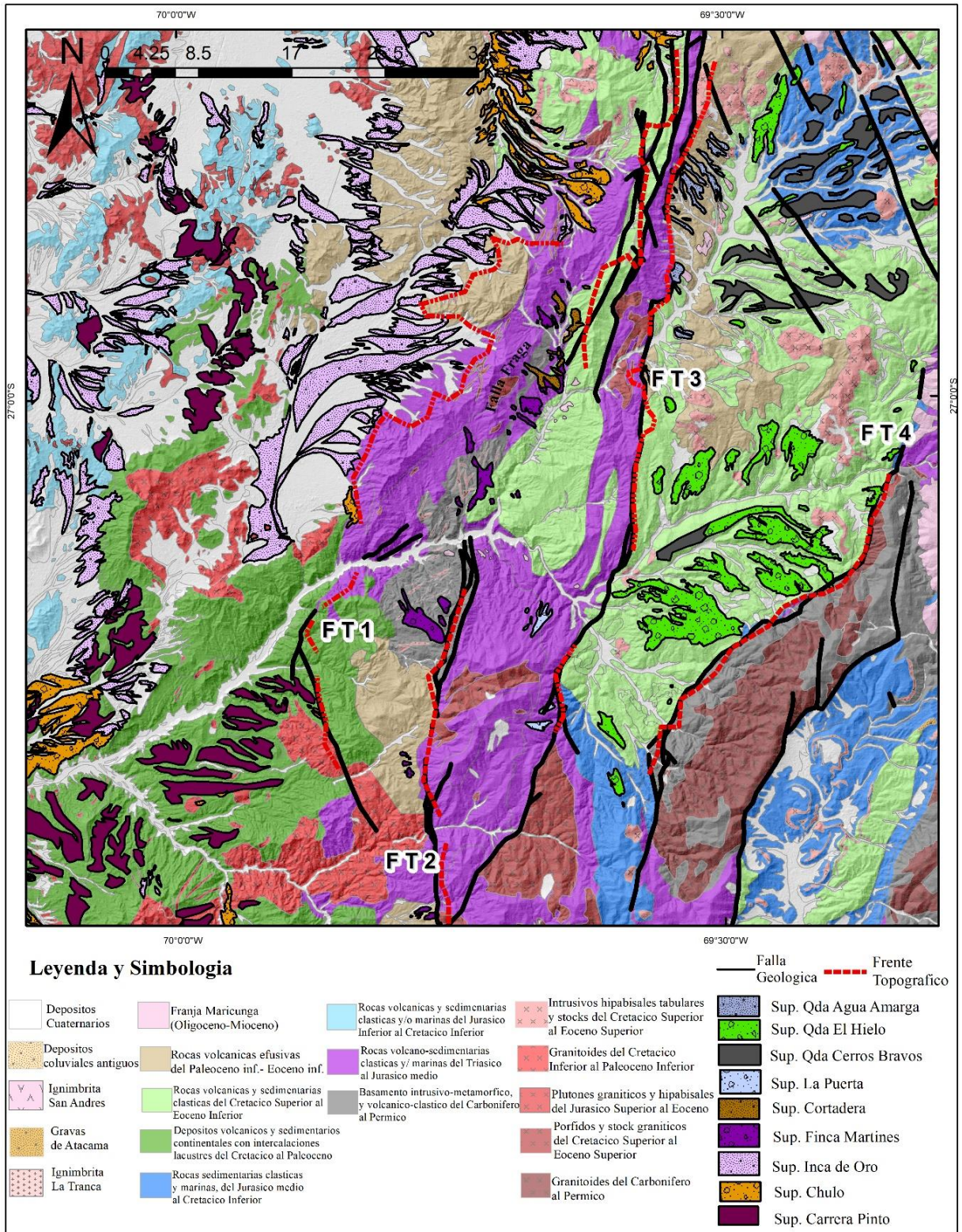


Figura 6.4: Mapa litológico y estructural de la zona de estudio, con los frentes topográficos y superficies mapeadas.

6.4.2 Relación de frentes topográficos con unidades y rasgos geológicos

La relación entre los frentes topográficos y las unidades litológicas, fallas tectónicas, sierras y pedimentos, se observa en la Figura 6.4.

La orientación preferencial NE-SW de la traza del FT1, no coincide con una falla tectónica, más bien se interpreta como el retroceso del escarpe, pero el tramo más meridional, de orientación NNW-SSE, coincide con un contacto por falla. Este frente topográfico separa continuamente la superficie agradacional Chulo-Inca de Oro y degradacional Carrera Pinto de la superficie agradacional Cortadera-Finca Martines.

El FT2, presenta dos comportamientos. Al norte de los $27^{\circ}20' S$, tiene una tendencia NNE-SSW, y al sur una tendencia NNW-SSE, siguiendo la traza de la Falla La Ternera.

El FT3, presenta un comportamiento generalizado, de orientación NNE-SSW, siguiendo la traza de la Falla Agua Amarga. Estos dos últimos frentes topográficos rodean la sierra Agua Amarga-La Ternera, compuesta al sur por un bloque principalmente Triásico-Jurásico y al norte por un bloque Jurásico-Cretácico Superior mayormente. Esta conjunción en tijeras del FT2 y FT3, bordean a la superficie agradacional La Puerta, lo cual evidencia un control litológico-estructural.

El frente topográfico más oriental, FT4, presenta dos comportamientos. Al sur de los $26^{\circ} S$, presenta una orientación NE-SW, y bordea el contacto por falla (Falla Vega La Junta) entre la sierra Paleozoica más al E y la depresión tectónica El Hielo de rocas principalmente del Cretácico. Al norte de los $26^{\circ} S$, presenta una orientación NNE-SSW, y atraviesa las rocas asociadas a los aparatos volcánicos centrales del cerro Vicuña.

Una observación importante es que las gravas sobre las cuales está labrada la superficie Cortadera-Finca Martines se encuentra sellando la traza de la Falla La Ternera.

6.4.3 Relación de knickpoints, ksn y chi con unidades y rasgos geológicos

Los valores de ksn de las principales quebradas de la zona de estudio (Figura 4.9), muestran variaciones abruptas del valor de índice de empinamiento. Estas variaciones, desde empinamientos bajos a valores más altos, coincide con el cambio desde un lecho con abundantes detritos a un lecho rocoso. Se ha reconocido que la presencia de sedimentos en el lecho puede jugar un rol dual en la incisión, ya sea aumentando la erosión del lecho, producto del impacto de los detritos, o inhibiendo la incisión, debido a que limita la cantidad de lecho expuesto (Cowie et al., 2008). Los canales en este trabajo indican que existe un mayor aplanamiento de los canales aguas arriba, donde la incisión se ve inhibida, lo que podría estar relacionado con la cobertura de detritos. Sin embargo, para establecer esto fehacientemente sería necesario realizar estudios más acabados, donde se evalúen los distintos factores que podrían estar influenciando los thalwegs.

Además, en la Figura 6.5, se muestra una clara tendencia de los knickpoints visto desde planta, una serie de knickpoints de alzamiento diferencial de orientación NE-SW, que cortan distintas redes de drenaje, y que pone en contacto el bloque Paleozoico oriental con el bloque Cretácico. Esta tendencia de knickpoints también se observa en los cambios en los valores de ksn.

La tendencia NE-SW, de knickpoints y ksn, también se correlaciona con el mapa de chi, la cual muestra claramente una migración de la red de drenaje hacia el oeste.

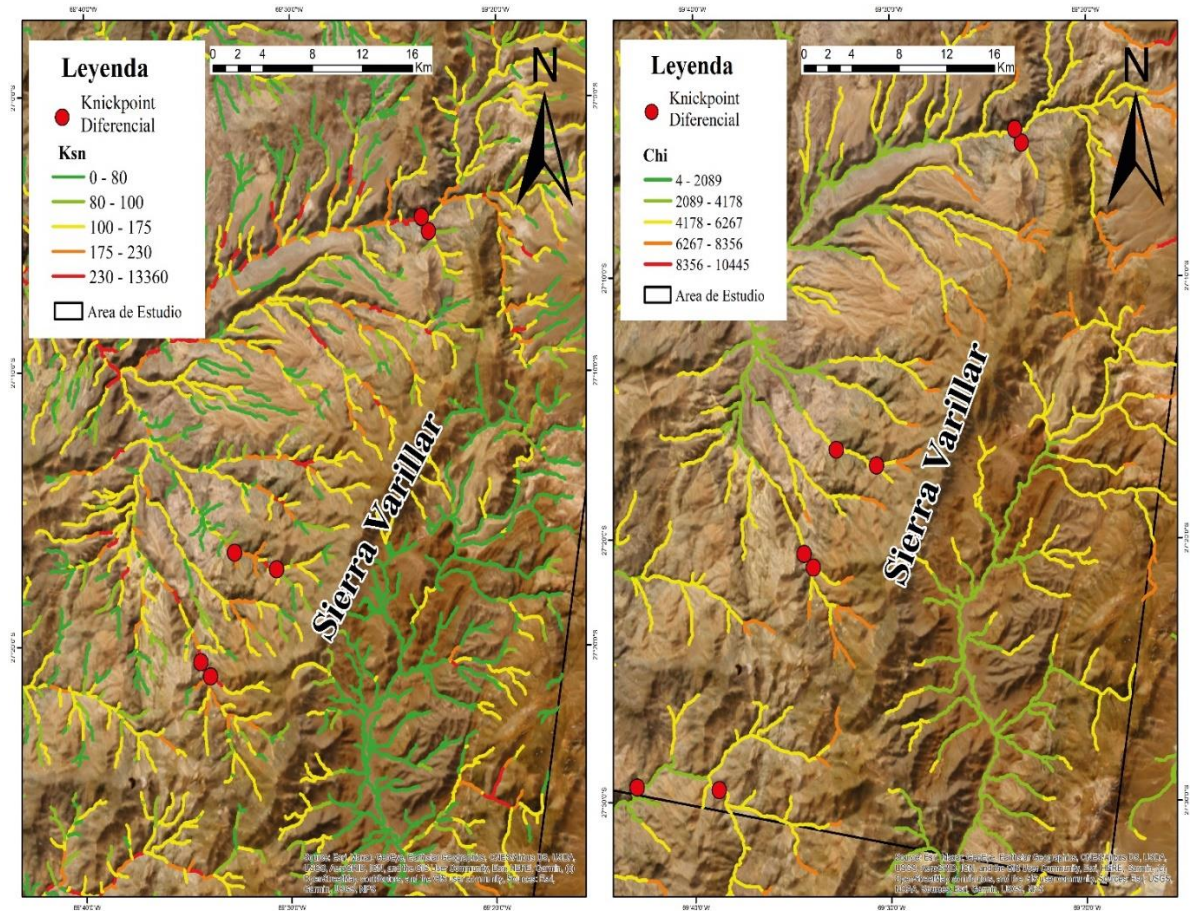


Figura 6.5: Mapa que muestra la Sierra Varillar (zona más meridional-oriental del área de estudio) y los knickpoints con alzamiento diferencial de los alrededores de este, a la izquierda con mapa de ksn y a la derecha con mapa de índice de chi.

6.5 EROSIÓN VERSUS TECTÓNICA EN LA FORMACIÓN DEL PAISAJE

De acuerdo a los análisis morfométricos y geomorfológicos, el sector más oriental de la zona de estudio presenta un paisaje transitorio menos evolucionado (en especial la subcuenca el Hielo y San Andrés) en comparación con las otras subcuencas del sector occidental, representado por curvas hipsométricas más convexas y altas pendientes media ($>16^\circ$) (ver sección 4.1), lo cual se explica considerando que: (1) el área se alzó hace menos tiempo, i.e. se ha rejuvenecido producto de la actividad de estructuras discretas o bien, (2) se ha erodado muy lentamente, i.e. no se ha ajustado al alzamiento (ver sección 4.1.1.2).

6.6 MODELO DE EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA NEÓGENA EN LA CORDILLERA DE DOMEYKO-DEPRESIÓN CENTRAL

Varios estudios han reconocido extensas superficies de erosión regionales y depósitos detríticos continentales en gran parte de los Andes Centrales de Chile y las han utilizado como marcadores de la evolución de paisajes, es decir, ciertas características identificables que proporcionan un marco de referencia con el que medir la influencia de la actividad tectónica y la erosión (Paskoff, 1970; Mortimer, 1973; Bissig et al., 2002; Riquelme et al., 2003, 2007; Farías et al., 2008; Bissig y Riquelme, 2010; Aguilar, 2011; Rodríguez et al., 2014). A partir del análisis de los rasgos morfológicos y morfométrico, y correlacionando los eventos locales identificados en el área de estudio con otros eventos locales identificados en zonas contiguas y otros de carácter regional, se ha establecido un modelo de evolución morfológica entre los 26°32' - 27°33' S durante el Neógeno.

6.6.1 Pedimentación del Relieve Incaico del Eoceno

Varios autores han documentado la formación de un relieve montañoso con tendencia NNE-SSW, conocido como Relieve Incaico, a lo largo de la actual Cordillera de Domeyko, y del conocido Sistema de Fallas de Domeyko en el Eoceno (DeMets et al., 1994; Klotz et al., 2001) y considerado el principal rasgo morfológico desde el Eoceno medio que ha influenciado fuertemente la evolución de los Andes. En el área de estudio, este movimiento fue evidenciado en la parte céntrica del área por las sierras Fraga y Agua Amarga, alzado por la Falla Agua Amarga-Noria, La Ternera y El Pingo; y en la parte oriental por la sierra Varillar y Monardes, alzado por la Falla Vega La Junta, Varillar y Cerro Guerrita. Generando así el Frente Topográfico 2, 3 y 4. Cabe mencionar que, en el sector de estudio, no se ha documentado movimientos tectónicos significativos posteriores a la Fase Incaica.

Posterior a la formación del Relieve Incaico, se habría generado un proceso de pedimentación regional. En el área de estudio este proceso de pedimentación se preservó tanto en el sector más oriental como en el occidental. En el sector más oriental, se habría generado la Superficie erosiva Cerros Bravos, en lo que es actualmente la cuenca San Andrés y El Hielo, y la Superficie erosiva Carrera Pinto, en el sector occidental, en la parte más septentrional de la Depresión Central y entre Puquios y Chulo, ambas superficies se

habrían generado entre el Eoceno medio y el Mioceno temprano (ya que las Gravas de Atacama se encuentra sobre esta superficie). Estas superficies por continuidad geomorfológica se pueden correlacionar con la Superficie Checos del Cobre, a pocos kilómetros al sur de la zona de estudio (Mortimer et al., 1973), más al sur, en la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal Central, se correlaciona con la superficie La Silla-Algarrobbillo durante el Mioceno inferior (Rodríguez et al. 2014) al datar tobas de ca. 20 Ma (mediante U-Pb en circones) situadas sobre los pediplanos La Silla y Algarrobbillo, y en la Cordillera Frontal Central y Oriental, con la Superficie Las Taguas-Las Pintadas (Rossel, et al 2016). Cabe mencionar que la Superficie Carrera Pinto, no presenta un control litológico, ya que afecta distintas formaciones de la zona. Debido a la formación de la Superficie Carrera Pinto, presuntamente habría formado el Frente Topográfico 1, por el retroceso de las laderas del valle, en el momento de la formación de este pedimento.

6.6.2 Rellenos del Mioceno Medio- Plioceno

Gran parte de los depósitos de gravas continentales neógenas en el extremo sur del Desierto de Atacama han sido agrupadas en las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973). En la zona de estudio esta agrupación se divide en dos etapas, separadas a los 9-10 Ma por la presencia de la Ignimbrita San Andrés. La sucesión más antigua comienza en el Mioceno medio y se conoce como Gravas de Atacama (Mga), sobreyace las superficies erosivas formadas durante la pedimentación del relieve incaico. Se le asigna una edad posterior a la formación del relieve incaico, ya que dichas gravas se encuentran sobre la sierra plegada de Agua Amarga (Figura 6.6). Sobre estas gravas se habría pedimentado y generado en la zona de estudio las superficies Chulo, Finca Martines, La Puerta y El Hielo. Este primer proceso agradacional finaliza a los 9-10 Ma como se mencionó anteriormente, por la presencia de la ignimbrita de San Andrés sobre esta sucesión. La segunda sucesión se conoce como Depósitos Aluviales Antiguos (Mpa) y sobreyace estas tobas de San Andrés, e infrayacen a la Ignimbrita de Laguna Verde. Por ende, se le puede acotar una edad para su agradación de Mioceno medio-Plioceno Inferior. Esta agradación también presenta su superficie pedimentada y generado las superficies Inca de Oro, Cortadera y Quebrada Agua Amarga.

La sedimentología de ambas sucesiones presenta litofacias del modelo clásico de un abanico aluvial, formado por un flujo de detritos (*debris flow*) y flujos de corriente (*sheet flood*). Sumado a la lejanía de estas secuencias indican que serían una serie de abanicos aluviales de menor tamaño en la zona.

A lo largo del Valle del Río Salado, se han estudiado afloramientos de estas sucesiones con edades entre el Oligoceno tardío y el Mioceno tardío (Riquelme et al., 2003, 2007; Nalpas et al., 2008). Los ambientes de depositación varían desde abanicos aluviales proximales en la Precordillera, caracterizado por crecidas repentinas, a ambientes fluviales y lacustres efímeros y distales más al oeste, en la Cordillera de la Costa (Riquelme et al., 2003 y 2007; Nalpas et al., 2008). Se le atribuye al alzamiento de la parte occidental de la Cordillera de la Costa, actuando como un bloqueo físico de estos sedimentos en transporte (Riquelme, 2003). No se han documentado estudios de esta índole a esta latitud, como para poder afirmar que esta también sería la causa de dicha agradación. Estudios climáticos, usando pedimentos y mineralización supergena (Bissig y Riquelme, 2009 y 2010), a pocos kilómetros al norte de la zona de estudio (Potrerillos), indican que luego del mioceno medio, paso de semiárido a árido, especialmente en la parte oriental de la Precordillera. Siendo esta también una posible causa para el periodo agradacional.



Figura 6.6: Imagen extraída de Google Earth Pro, muestra que las Gravas de Atacama (Mga), sobreyace las rocas sedimentarias jurásicas plegadas durante la Fase Incaica.

6.6.3 Configuración actual e incisión vertical

Posterior a la agradación de la segunda sucesión del Plioceno, Depósitos Aluviales Antiguos (Mpa), comienza el proceso de incisión vertical de los valles, evidenciado por la morfometría del área estudiada: las curvas hipsométricas tienen una tendencia más cóncava en las cuencas más occidentales del frente topográfico 1 y más convexas en las cuencas más orientales del frente topográfico 1. La mayor densidad de knickpoints presente en la zona más oriental de la zona de estudio, los valores de ksn muy contrastantes en la zona de la Sierra Varillar y el índice del factor χ , señala una perturbación de las divisorias de aguas, repitiéndose esta clara tendencia anómala en la Sierra Varillar. De acuerdo a estos resultados, se podría interpretar un alzamiento diferencial de dicha sierra, que esté generando la mayor incisión vertical evidente en la cuenca El Hielo, con las superficies El Hielo y Cerros Bravos colgadas hasta 850 metros con respecto al valle actual, en comparación con las superficies más occidentales.

Estos datos concuerdan con una posible inclinación o flexión generalizada hacia el oeste de la región del antearco interno (Depresión Central y Cordillera de Domeyko), la inclinación habría aumentado la pendiente regional que, a su vez, indujo al sistema de drenaje a restablecer un nuevo perfil de equilibrio (Riquelme et al., 2007). Tal mecanismo podría explicar la fuerte incisión vertical que muestra el valle actual desde la Depresión Central hacia el este, en el Valle del Río Salado, porque el Pediplano de Atacama no muestra ninguna falla grande que hubiera cortado esa parte del antearco después de la deposición de las Gravas de Atacama.

7 CONCLUSIONES

Integrando los antecedentes de la zona, los análisis morfométricos y geomorfológicos de este trabajo y las correlaciones realizadas con eventos de carácter regional y local, es posible inferir tres eventos mayores en la evolución geomorfológica neógena de la zona:

(1) Pedimentación del Relieve Incaico (Oligoceno- Mioceno Inferior), posterior al alzamiento de las Sierras de Fraga y Agua Amarga, en el sector occidental y en el sector oriental la Sierras Varillar y Monardes, se habría generado un proceso de pedimentación, evidenciado al oeste por la Superficie Carrera Pinto y al este por la Superficie Cerros Bravos, estas superficies son correlacionables con la superficie documentada por Mortimer hacia el sur, Superficie Checos del Cobre, y más al sur en la Cordillera de Costa y la Cordillera Frontal Central, con la Superficie La Silla-Algarrobillo, y a una latitud similar en la Cordillera Frontal Central y Oriental, con la Superficie Las Taguas-Las Pintadas.

(2) Relleno del paisaje (Mioceno medio- Plioceno), en el Mioceno medio, comenzó el periodo de agradación de gravas en la zona de estudio, separado en dos etapas, por una ignimbrita de 10Ma, las litofacies de ambas gravas indican un modelo clásico de un abanico aluvial, la diferencia sedimentológica de estas dos; radica que en la sucesión del Plioceno posee una mayor cantidad de facies de *sheet flood*. Y debido a la disposición de estos abanicos por toda el área, indicaría que una serie de abanicos aluviales de menor tamaño repartidos por el área. La causa de esta agradación masiva todavía es tema de discusión, dentro de las razones posibles se encuentra:

- Alzamiento de la parte occidental de la Cordillera de la Costa.
- Paso de un clima semiárido a árido, luego del Mioceno medio.

(3) Incisión vertical (Cuaternario), los análisis morfométricos de la Quebrada Paipote (curvas hipsométricas, knickpoints, valores de ksn y índice del factor χ), sugieren un

alzamiento reciente en la Sierra Varillar, que condicionaría una mayor magnitud de la incisión en la zona céntrico-oriental en comparación con la zona más occidental, y generaría que las superficies El Hielo y Cerros Bravos se encuentren colgadas hasta 850 metros con respecto del valle actual. Esta actividad tectónica, se correlaciona con una posible flexión hacia el oeste de la región del antearco interno (Depresión Central y Cordillera de Domeyko).

8 BIBLIOGRAFÍA

Aceituno P, Fuenzalida H, Rosenblüth B. 1993. Climate along the extratropical west coast of South America: Earth System Responses to Global Change: Contrasts between North and South America: Academic Press: 61–69.

Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J., & Maire, E. (2011). Variability in erosion rates related to the state of landscape transience in the semi-arid Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1736–1748.

Alpers, C., & Brimhall, G. (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.

Antonioletti, R., Schneider, H., Borcosque, J., & Zárata, E. (1972). Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° Latitud Sur). Santiago, Chile: Instituto de investigación de recursos naturales.

Arancibia, G. S.J. Matthews and C. Pérez de Arce. K–Ar and 40Ar/39Ar geochronology of supergene processes in the Atacama Desert, Northern Chile: tectonic and climatic relations *Journal of the Geological Society*; January 2006; v. 163; no. 1; p. 107-118

Arévalo V. (1994). *Mapa geológico de la Hoja Los Loros [material cartográfico] : Región de Atacama* [Map]. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Arévalo, C. 1995. Mapa Geológico de la Hoja Copiapó. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, No. 8, escala 1:100.000. Santiago.

Arévalo, C., Grocott, J., 1997. The tectonic setting of the Chañarcillo Group and the Bandurrias formation: an early-late cretaceous sinistral transpressive belt between the coastal cordillera and the Precordillera, Atacama region, Chile. In: VIII Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas, vol. 3, pp. 1604e1607

Arévalo, C. 1999. The Coastal Cordillera/Precordillera Boundary in the Tierra Amarilla area (27°20'-27°40'S/70°05'-70°20'W), northern Chile, and the structural setting of the Candelaria, Cu-Au ore deposit: Ph.D. Thesis (Unpublished), Kingston-upon-Thames, U.K., Kingston University: 204 p.

Arévalo, C; Grocott, L; Martín, W.; Pringle, M.; Taylor, G. 2006. Structural setting of the Candelaria Fe oxide Cu-Au deposit, Chilean Andes (27°30'S). *Economic Geology* 101: 819-841.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Fernández, R., 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert region (25–28°S), Northern Chile. *Tectonics* 25, TC1008.

- Astudillo-Sotomayor, L., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Cortés-Aranda, J., Tassara, A., Strecker, M.R., 2021. Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile. *Nat. Sci. Rep.* 11, 5970
- Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R. and Vicente, J.C. 1973b. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 15(1/2), 11–72.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., & Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics* 24, TC2010.
- Barazangi, M., & Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 686-692.
- Bissig, T.; Clark, A.H.; Lee, J.K.W.; Hodgson, C.J. 2002. Miocene landscape evolution in the Chilean flat-slab transect: uplift history and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt. *Economic Geology* 97: 971-996.
- Bissig, T.; Riquelme, R., 2009. Contrasting landscape evolution and development of supergene enrichment in the El Salvador porphyry Cu and Potrerillos-El Hueso Cu–Au districts, Northern Chile. In: Titley, S. (Ed.), *Society of Economic Geologists Special Publication No. 14, Supergene Environments, Processes and Products*, pp. 59–68.
- Bissig, T; Riquelme, R. 2010. Andean uplift and climate evolution in the southern Atacama Desert deduced from geomorphology and supergene alunite-group minerals: *Earth and Planetary Science Letters*, doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.028
- Blair TC, McPherson JG (1994) Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J Sediment Res* A64: 450-489
- Blanco, N., Tomlinson, A., Mpodozis, C., Pérez de Arce, C. y Mathews, S. 2003. Formación Calama, Eoceno, II Región de Antofagasta (Chile) Estratigrafía e implicancias tectónicas. 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), Sesión Temática 3, CD Rom.
- Blissenbach E (1954) Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Geol Soc Am Bull* 65: 175-190
- Bloom, 1998. *Geomorphology, a systematic analysis of late cenozoic landforms*. Third edition, Department of Geological Sciences, Cornell University.
- Bordy, E.M., Catuneanu, O., 2001. Sedimentology of the upper Karoo fluvial strata in the Tuli Basin. *Journal of African Earth Sciences* 33, 605–629.
- Bouzari, F. & 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.
- Bowles, C.J., Cowgill, E., 2012. Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocine-Sonoma costas, northern California. *Geosphere* 8, 386-402.

Brown, M., Díaz, F., Grocott, J., 1993. Displacement history and tectonic significance of the El Salado segment of the Atacama Fault System, Northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 105, 1165–1174.

Burbank, D. W., Anderson, R. S. 2011. *Tectonic Geomorphology*, Second Edition, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/9781444345063.refs

Burrough, P.A., McDonnell, R.A., 1998. *Principles of geographical information systems*. New York, Oxford University Press, 190 p.

Cahill, T., & Isacks, B. (1992). Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97, 17503-17529.

Cembrano, J., Zentilli, M., Grist, A., & Yáñez, 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. X Congreso Geológico Chileno. Concepción: Universidad de Concepción.

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, p.21-114.

Charrier, R., Farías, M., & MaksaeV, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 5-35.

Chong, G. 1973. Reconocimiento geológico del área Catalina, Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, Provincia de Antofagasta. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 248 p., Santiago.

Clark, A.H., Mayer, A., Mortimer, C., Cooke, R.U. y Snelling, N.J. 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature* 215: 723-724.

Clark, M. K., L. H. Royden, K. X. Whipple, B. C. Burchfiel, X. Zhang, and W. Tang . 2006. Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 111, F03002, doi:10.1029/2005JF000294.

Clavero, J., Mpodozis, C., Gardeweg, M., 2000. La caldera Wheelwright, una estructura volcánica circular en la zona sur de la cadera volcánica los Andes centrales (región de Atacama, Chile). IX Congreso Geológico Chileno. Actas, vol. 2, p. 274.

Coira, B., Davidson, C., Mpodozis, C., and Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Special Issue, 18, 303–332.

Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, pp. 37–82.

Colombo. F. y Marzo, M. (1987): Conceptos básicos de fluido dinámica y tipos principales de flujos. En J. Martí (ed.), *Volcanología*, 2, 1-104.

- Colombo, F. 2010. Abanicos Aluviales: Secuencias y modelos de sedimentación. In *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (A. Arche; editor). Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 131-183. Madrid.
- Cooke, R.U. 1970. Stone pavements in deserts. *Ann. Ass. Am. Geog.*, 60, 560-77.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramirez, C.F.; Tomlinson, A.J. 1993. Estudio Geológico de la Región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado IR-93-01. 258 p. 12 mapas escala 1:50.000. (*).
- Cornejo, P.; Mpodozis, C. 1996. Estudio Geológico de la región de Sierra Exploradora, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado, IR-96-09, 2 Vols., 9 mapas escala 1:50.000, Santiago.
- Cornejo, P., Tosdal, R.M., Mpodozis, C., Tomlinson, A., Rivera, O., and Fanning, M.C., 1997, El Salvador, Chile, porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronologic framework: *International Geology Review*, v. 39, p. 22–54.
- Cornejo, P., Mpodozis, C. y Tomlinson, A.J. 1998. Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Mapas Geológicos (escala 1:100,000) 7.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Matthews, S., 1999. Geología y Evolución Magmática del Distrito Indio Muerto y Yacimiento El Salvador. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-98-14. 99 pp.
- Cornejo, Paula, & Matthews, Stephen (2001). Evolution of magmatism from the uppermost cretaceous to Oligocene, and its relationship to changing tectonic regime, in the Inca de Oro-El Salvador area (Northern Chile). 3 South American symposium on isotope geology Extended abstracts, (p. 642). Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez C. 2003. The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD Rom.
- Cowie, P. A., M. Attal, A. C. Whittaker, G. P. Roberts, and A. Ganas (2008), New constraints on sediment-flux-dependent river incision: Implications for extracting tectonic signals from river profiles, *Geology*, **36**(7), 535– 538, doi:[10.1130/G24681A.1](https://doi.org/10.1130/G24681A.1).
- Crosby, B., & Whipple, K. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 82, 16- 38.
- Dallmeyer, R., Brown, M., Grocott, V., Taylor, G., Treloar, P., 1996. Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean Plate Boundary Zone, 26°–27°30'S, North Chile: constrain from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *Journal of Geology* 104, 19–40.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, F., Stein, S., 1994. Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425–478.

- Dunai TJ, González GA, Juez-Larre J. 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33: 321–324.
- Duvall, A., Kirby, E., and Burbank, D. 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California, *J. Geophys. Res.*, 109
- Farías M, Charrier R, Comte D, Martinod J, Hérail G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S): *Tectonics* 24: TC4001, doi: 10.1029/2004TC001667.
- Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- 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.
- Flint, J.J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, *Water Resour. Res.*, 10, 969-973.
- Forte, Adam & Whipple, Kelin. (2019). Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics*. 7. 87-95. 10.5194/esurf-7-87-2019.
- Frankel, K.L., Dolan, J.F., 2007. Characterizing arid region alluvial fan Surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data. *J. Geophys. Res.* 112, F02025, 14p.
- Gansser, A. 1973. Theories and facts on the Andes. *Journal of the Geological Society*, London, 129, 93–131.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *Sociedad Geológica de Chile*, Symposium sobre el Geosinclinal Andino, 138 p. Santiago.
- 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.
- Garzzone C, et al. 2008. Rise of the Andes. *Science* 320, 1304–1307.
- Gephart, J. (1994). Topography and subduction geometry in the central Andes: Clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical Research* 99, 12279-12288.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A., & Hoke, G. (2012). Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Geological Society of America Bulletin* 124, 1339-1351.
- Godoy, E., and L. Lara (1998), Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Mapas Geol. 5 – 6, scale 1:100,000, Serv. Nac. Geol. y Min., Santiago

- Grocott, J., Taylor, G.K., 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°00'S). *Journal of the Geological Society of London* 159, 425–442.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas* 1(5): 235-352.
- Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., & Reiser, U. (2007). Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *Journal of Geophysical Research* 112, F03S04.
- Harrington, H. 1961. Geology of the parts of Antofagasta and Atacama provinces of Northern Chile. *American Association of Petroleum Bulletin* 45 (2): 169-197.
- Hartley, A., & Chong, G. (2002). Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology* 30, 43-46.
- Haviv, I., Enzel, Y., Whipple, K. X., Zilberman, E., Matmon, A., Stone, J., and Fifield, K. L. (2010), Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling, *J. Geophys. Res.*, 115, F03028, doi:[10.1029/2008JF001187](https://doi.org/10.1029/2008JF001187).
- Hoke GD, Isacks BL, Jordan TE, Blanco N, Tomlinson AJ, Ramezani J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30'–22°S: *Tectonics* 26: TC5021, do i: 10.1029/2006TC002082, 2007
- Horton, B.K., Schmitt, J.G., 1996. Sedimentology of the lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology* 43, 133–155.
- Horton, B. (1999). Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, 1292-1304.
- 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.
- Howard, A.D., Kerby, G. 1983. Channel changes in badlands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 739-752.
- Iriarte, S., C. Arévalo, C. Mpodozis, and O. Rivera (1996), Mapa Geológico de la Hoja Carrera Pinto, Mapas Geol. 3, scale 1:100,000, Serv. Nac. Geol. y Min., Santiago
- ISACKS, B. (1988) Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 93, 3211–323
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Brill, D., Strecker, M.R., 2015. Segmentation of the 2010 Maule earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation. *Quat. Sci. Rev* 113, 171-192.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Zambrano, P., Rietbrock, A., González, J., Argandoña, B., Strecker, M.R., 2017. Quantifying offshore fore-arc deformation and spaly-fault slip using drowned Pleistocene shorelines, Arauco Bay, Chile. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122,

Jensen, O. 1976. Geología de las nacientes del río Copiapó, entre los 27°53' y 28°20' de latitud sur, provincia de Atacama, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 260 p. Santiago.

Johnson, A. M. (1970): Physical processes in geology. Freeman, Cooper and Company, San Francisco.

Johnson, A. M. y Rodine, J. R. (1984): Debris flow. En D. Rusden y D. B. Prior (eds.), Slope instability. Wiley and Sons, 257-361.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°–33°S latitude). In: Skinner, B.J. (Ed.), Geology and Ore Deposits of the Central Andes. Special Publication, vol. 7. Society of Economic Geologists, pp. 27–59.

Keller, E.A. y Pinter N. 1996. Active tectonics: Earthquakes Uplift and Landscapes; Prentice Hall, New Jersey.

Kirkby, M.J. 1993. Network hydrology and geomorphology, in Beven, K., and Kirkby, M.J., eds., Channel network hydrology: Jhon Wiley & Sons Ltd, London, 218 pp.

Kirby, E., Whipple, K. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, *Geology*, 29(5), 415-418.

Kirby, E., Whipple, K., Tang, W., Chen, Z. 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles, *J. Geophys. Res.*, 108.

Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, R., Perdomo, R., Cifuentes, O., 2001. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in the Central and Southern Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 193, 437–446.

Ladino, M., Tomlinson, A., y Blanco, N. 1997. Nuevos antecedentes para la edad de la deformación Cretácica de Sierra de Moreno, II Región de Antofagasta-Norte de Chile.pdf. En VIII Congreso Geológico Chileno, pp. 103–107.

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 121, 237–264.

Lamb, S., & Davis, P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425, 792-797.

Luebert, F., Gajardo, R. 2005. Vegetación alto andina de Parinacota (norte de Chile) y una sinopsis de la vegetación de la Puna meridional. *Phytocoenologia* 35: 79-128.

Maksaev, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile (escala 1:50.000) 31, 55 p.

Maksaev, V., and Zentilli, M., 1999, Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis: *Exploration and Mining Geology*, v. 8, p. 65–89.

Marinovic, N., Smoje, I., Maksaev, V., Hervé, M. y Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) Carta Geológica (escala 1:250.000) 70, 150 p.

MATTHEWS, S.J. CORNEJO, P. RIQUELME, R. 2006. Carta Inca de Oro. Región de Atacama, N° XIX. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa Escala 1:100000.

Mercado W., Margaret.. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). 1982. Geología de la Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama : escala 1:100.000. Carta Geológica de Chile, (56). SERNAGEOMIN. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/20030>

Miall AD (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci Rev* 22: 261-308.

Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits — Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, Berlin. 582 pp.

Molnar, P.; England, P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change, chicken or egg? *Nature* 346: 29-34.

MONTGOMERY, D., BALCO, G. & WILLET, S. (2001) Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, 29, 579– 582.

Mortimer, C. (1973). The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society, London* 129, 505-526.

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., escala 1:250.000

Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Ribba, L., & Arévalo, C. (2010). Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile. Serie Preliminar 7. 1 mapa escala 1:250.000, 3 anexos. Santiago.

Mpodozis, C., Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Cañas-Pinochet, M.T., Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: American Association of Petroleum Geologists Circumpacific Earth Science Series*, vol. 11, pp. 59–91.

Mpodozis, C. and Allmendinger, R. 1992. Large scale Cretaceous extension in northern Chile (Puquios–Sierra de Fraga, 27°S): implications for the tectonic evolution of the Andes. *Revista Geológica de Chile* 19: 167–198.

Mpodozis, C., and Allmendinger, R. W., 1993, Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S): *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1462-1477.

Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S., & 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* 21, 273-313.

Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Gardeweg, M. 1997. Geología de la región de Valle Ancho-Laguna Verde (Catamarca, Argentina): Una ventana al basamento del extremo sur de la

Zona Volcánica de los Andes Centrales. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 3: 1689-1693. Antofagasta.

Muzzio Jeffs, & Davidson, J. (1980). *Geología de la región comprendida entre el cordón El Varillar y Sierra de Vizcachas, precordillera de Atacama, Chile*. Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Nalpas, T., Hérail, G., Mpodozis, C., Riquelme, R., Clavero, J., and Dabard, M P., 2005, Thermochronological data and denudation history along a transect between Chañaral and Pedernales (~26° S), North Chilean Andes: Orogenic implications [ext. abs.]: International Symposium on Andean Geodynamics, 6th, Barcelona, Extended Abstracts, p. 548–551

Nemec, W., Postma, G., 1993. Quaternary alluvial fans in Crete. In: Marzo, M., Puigdefabregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 17, pp. 235–276.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*, second edition. Wiley-Blackwell.

Pardo-Casas F, Molnar P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time: *Tectonics* 6: 233-248.

Paskoff, R. (1970). Le Chili semi-aride. *Recherches géomorphologiques*. *Revue de géographie alpine* 59, 392-393.

Pilger RH Jr. 1984: Cenozoic platekinematics, subduction and magmatism: South American Andes: *Jour. Geol. Soc. London* 141: 793-802.

Pinochet, K. (2013). Evolución Geomorfológica durante el Neógeno del sector Quebrada Algarrobal, Región de Atacama, Chile (28°15'-28°45'S). Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile

Ramos, V., Zapata, T., Cristallini, E., & Introcaso, A. (2004). The Andean Thrust System - Latitudinal Variation in Structural Styles and Orogenic Shortening. En K. McClay, *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir* 82 (págs. 30-50).

Reich, M., Palacios, C., Vargas, G., Luo, S., Cameron, E., Leybourne, M., y otros. (2009). Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Mineralium deposita* 44, 497-504.

Reutter, K.-J., Scheuber, E., and Helmcke, D., 1991, Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of northern Chile: *Geologische Rundschau*, v. 80, p. 135–153.

Reutter, K.-J., Scheuber, E., and Chong, G., 1996, The Precordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: Evidence for reversals along arcparallel strike-slip faults: *Tectonophysics*, v. 259, p. 213–22

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 geomorphological 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° S-28° S). *Geomorphology* 86: 283-306.
- Ritter D.; Kochel, R.; Miller, J. 2002. *Process Geomorphology*, 4th Edition. McGraw Hill, New York.
- Rodríguez, M., 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. *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, London, Special Publications, 399.
- Rossel, B. K. A. (2016). *Cronología de la construcción y erosión del relieve de la cordillera frontal chilena durante el Cenozoico (28,5-29°S)* [Tesis, Universidad de Chile]. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/143517>
- R. M. Russo, P. G. Silver; Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology* 1996;; 24 (6): 511–514. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0511:CFMDAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0511:CFMDAT>2.3.CO;2)
- Schildgen TF, Balco G, Shuster DL. 2010. Canyon incision and knickpoint migration recorded by apatite 4He/3He thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters* 293, 377-387
- Schildgen TF, Hodges KV, Whipple KX, Reiners PW, Pringle MS. 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru: *Geology* 35 (no. 6): 523–526.
- Schlunegger F, Zeilinger G, Kounov A, Kober F, Husser B. 2006. Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18 degrees S): *Terra Nova* 18: 217–223.
- Schwanghart, W. and Kuhn, N. J.: *TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis*, *Environ. Modell. Softw.*, 25, 770–781, 2010.
- Schwanghart, Wolfgang & Scherler, Dirk. (2014). Short Communication: *TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences*. *Earth Surface Dynamics*. 2. 1-7. 10.5194/esurf-2-1-2014.
- Schwerdtfeger, W. 1976. *Climates of Central and South America*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Scientific. Publishing Company. 532 p.
- 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.
- Segerstrom, K.; Ruiz, C. 1962. *Geología del Cuadrángulo de Copiapó, Provincia de Atacama*. *Carta Geológica de Chile, Vol. III, No 1, Escala 1:50.000*. Inst. de Invest. Geol., 115 pp. Santiago.

- Segerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 24: 58 p., escala 1:250.000.
- Sepúlveda, P. y Naranjo, J.A. 1982. Hoja Carrera Pinto. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile (escala 1:100.000) 53, 62 p.
- Sillitoe, R.H., Mortimer, C., Clark, A.H., 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile. *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth sci.)* 77, B166–B169.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin* 97, 1–10.
- Snyder, N., Whipple, K.X., Tucker, G., Merritts, D., 2002, Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wavebase erosion forced by eustasy and tectonics: *Basin Research*, 14, 105-127.
- 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.
- Sohn, Y.K., 1997, On traction-carpet sedimentation; *Jour. Sed. Res.*, V.67, pp 502-509.
- 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.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area – altitude) analysis of erosional topography. *Geo. Soc. Amer. Bull.* 63, 1117 – 1142.
- Strahler, A. (1957). *Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology*. Transactions, American Geophysical Union 38, 913-920.
- 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, 747e787. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140158>.
- 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.
- Summerfield, M. (1991). *Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms*. New York: Longman.
- Takahashi, T. (2007): *Debris flow. Mechanics, prediction and countermeasures*. Taylor and Francis, Leiden.
- Tassara, A., & Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile* 30, 159-186.

Tomlinson, A., P. Cornejo, and C. Mpodozis (1999), Hoja Potrerillos, Región de Atacama, Mapas Geol., 14, scale 1:100,000, Serv. Nac. de Geol. y Min, Santiago.

Tomlinson, A.J., Mpodozis, C., Cornejo, P., Ramirez, C.F., Dumitru, T., 1994. El Sistema de fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: Transpresión sinistral eocena en la precordillera de Potrerillos-El Salvador. *Actas Congr. Geol. Chileno* 2 (N.7), 1459–1463.

Urresty, C. (2009). Evolución geomorfológica de la parte sur de la Depresión de Domeycó (29°00'-29°40' S) durante el Neógeno. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago

Victor P, Oncken O, Glodny J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21° S (northern Chile): *Tectonics* 23: TC4004. DOI: 10.1029/2003TC001519.

Villagrán, C., Armesto, J., Hinojosa, L., Cuvertino, J., Pérez, C., & Medina, C. (2004). El enigmático origen del bosque relicto de Fray Jorge. En F. Squeo, J. Gutiérrez, & I. Hernández, *Historia Natural del Parque Nacional Bosque Fray Jorge* (págs. 3-43). La Serena, Chile: Ediciones Universidad de La Serena.

Yáñez, G., Ranero, C., von Huene, R., & Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34° S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106, 6325-6345.

Walker RG (1976) Facies models 3: sandy fluvial systems. *Geosci Can* 3: 101-109

Waresback, D.B., Turbeville, B.N., 1990. Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic–alluvial fan: the Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 102, 298–314.

Whipple, K., & Tucker, G. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical research* 104, 17661-17674.

Willis, B. 1929. *Earthquake conditions in Chile*. Carnegie Institution, 178 p., Washington.

Willet, S., McCoy, S., Perron, T., Goren, L., Chen, C. (2014). Dynamic Reorganization of River Basins. *Science* 343, 1248765.

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

9 ANEXOS

9.1 A1. GRÁFICOS DE LOG ÁREA DRENADA VS LOG PENDIENTE, PERFIL LONGITUDINAL, DISTANCIA-AUTOKSN Y ELEVACIÓN-CHI

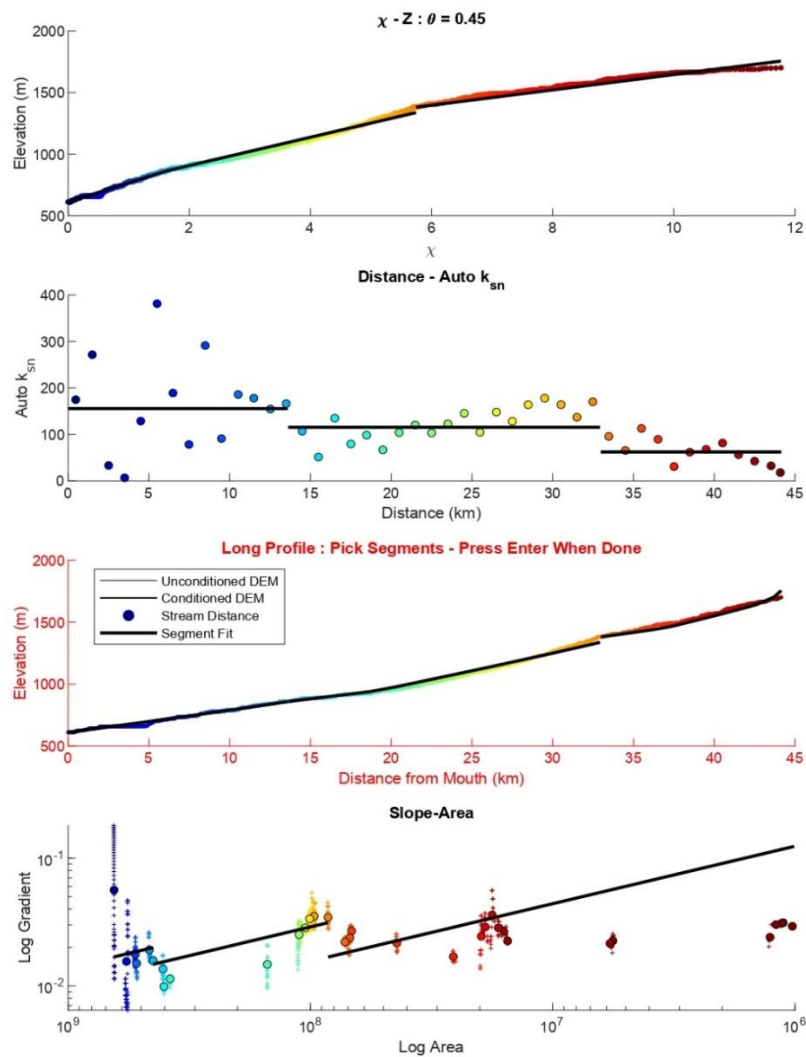


Figura A.1. Quebrada Chulo

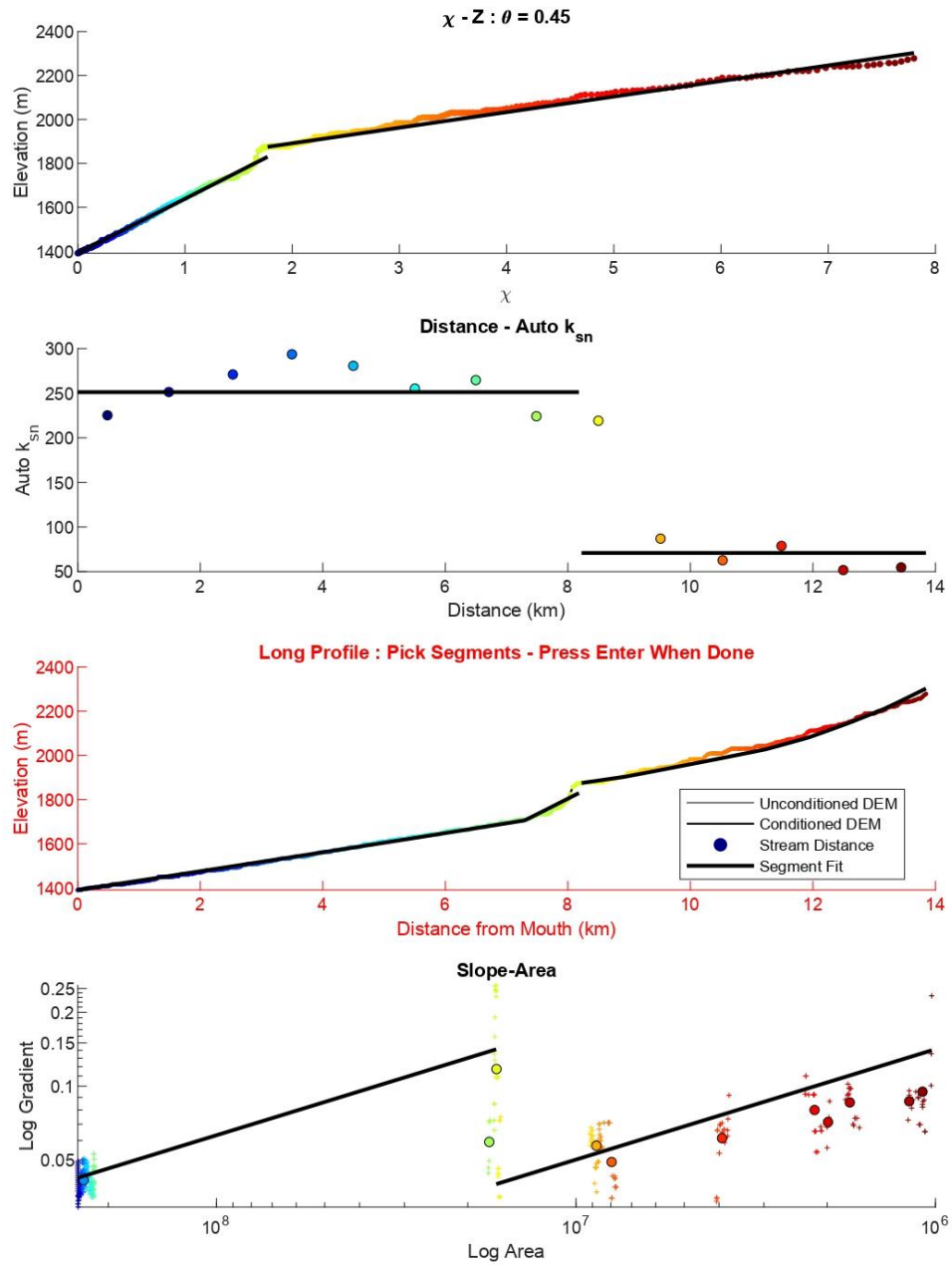


Figura A.2. Quebrada San Miguel 1

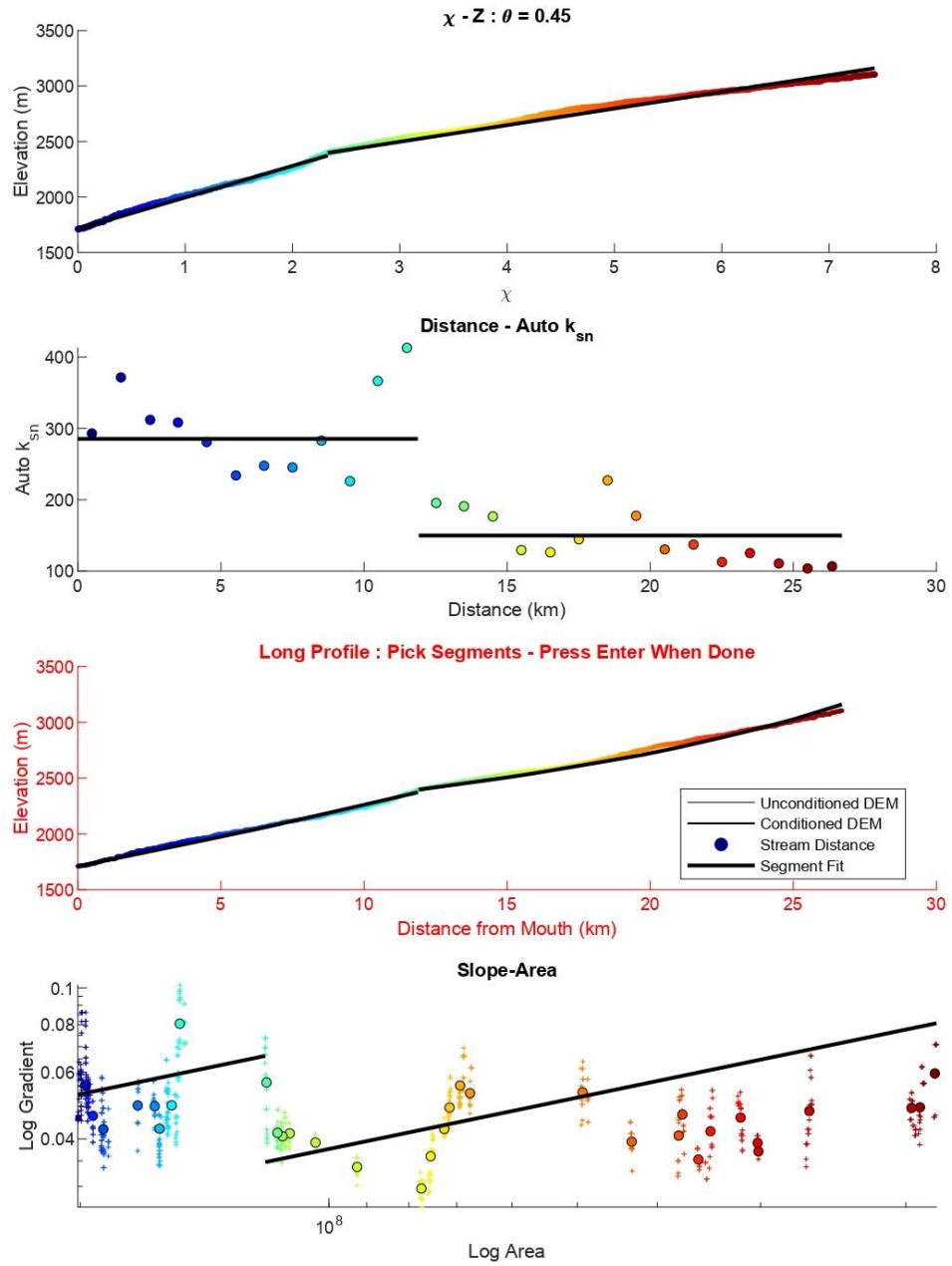


Figura A.3. Quebrada San Miguel 2

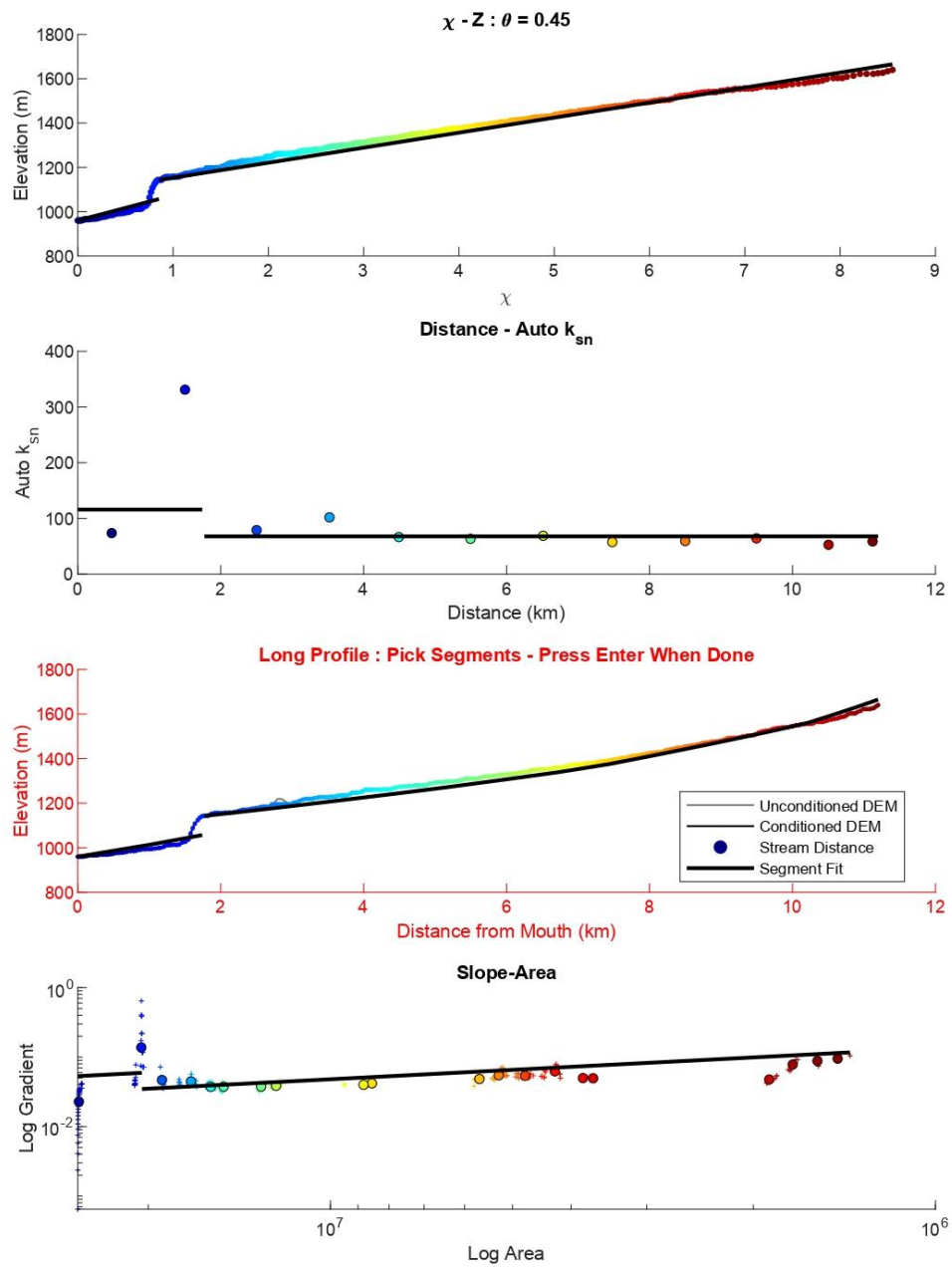


Figura A.4. Tributario Quebrada Paipote 1

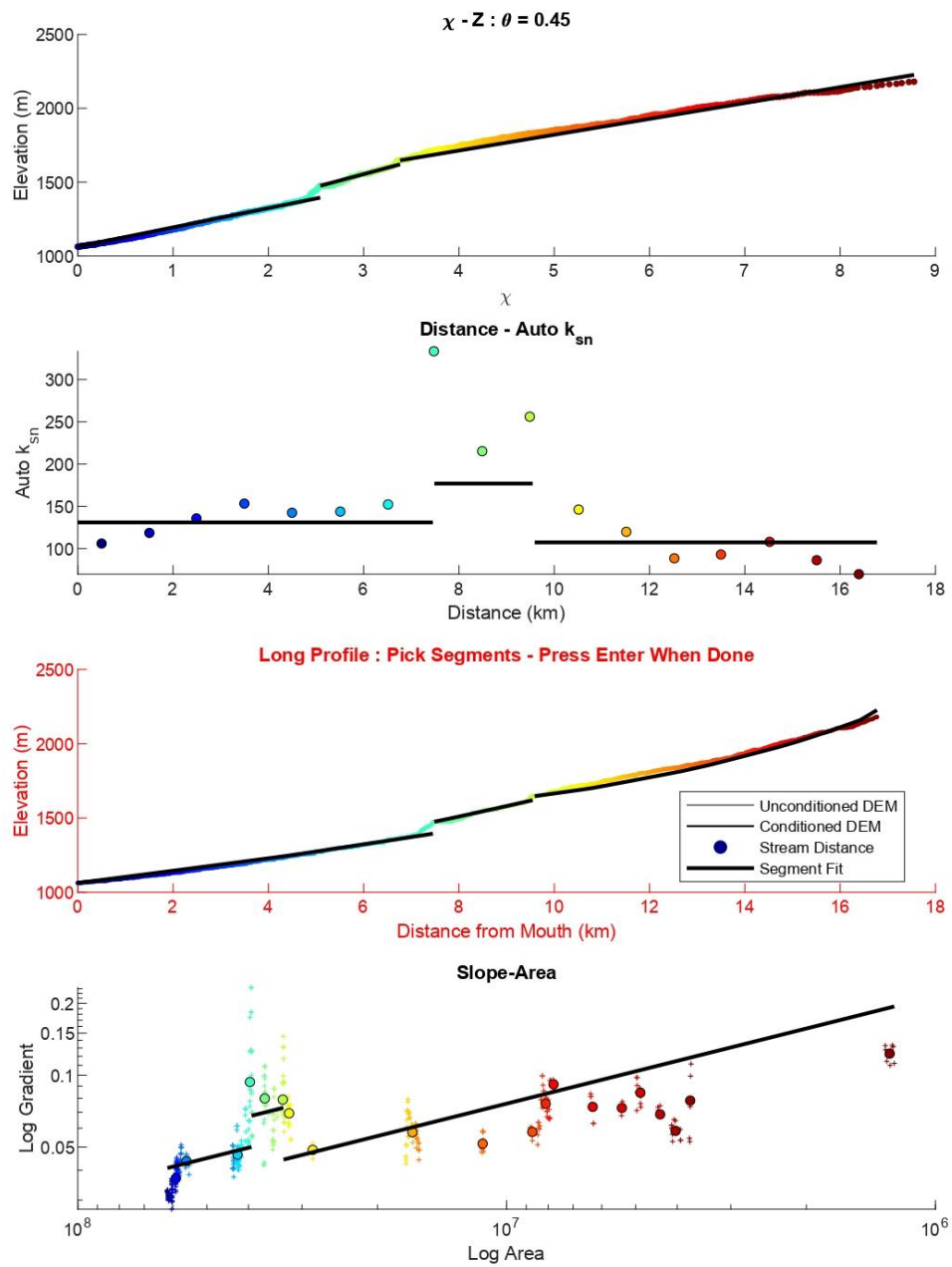


Figura A.5. Tributario Quebrada Paipote 2

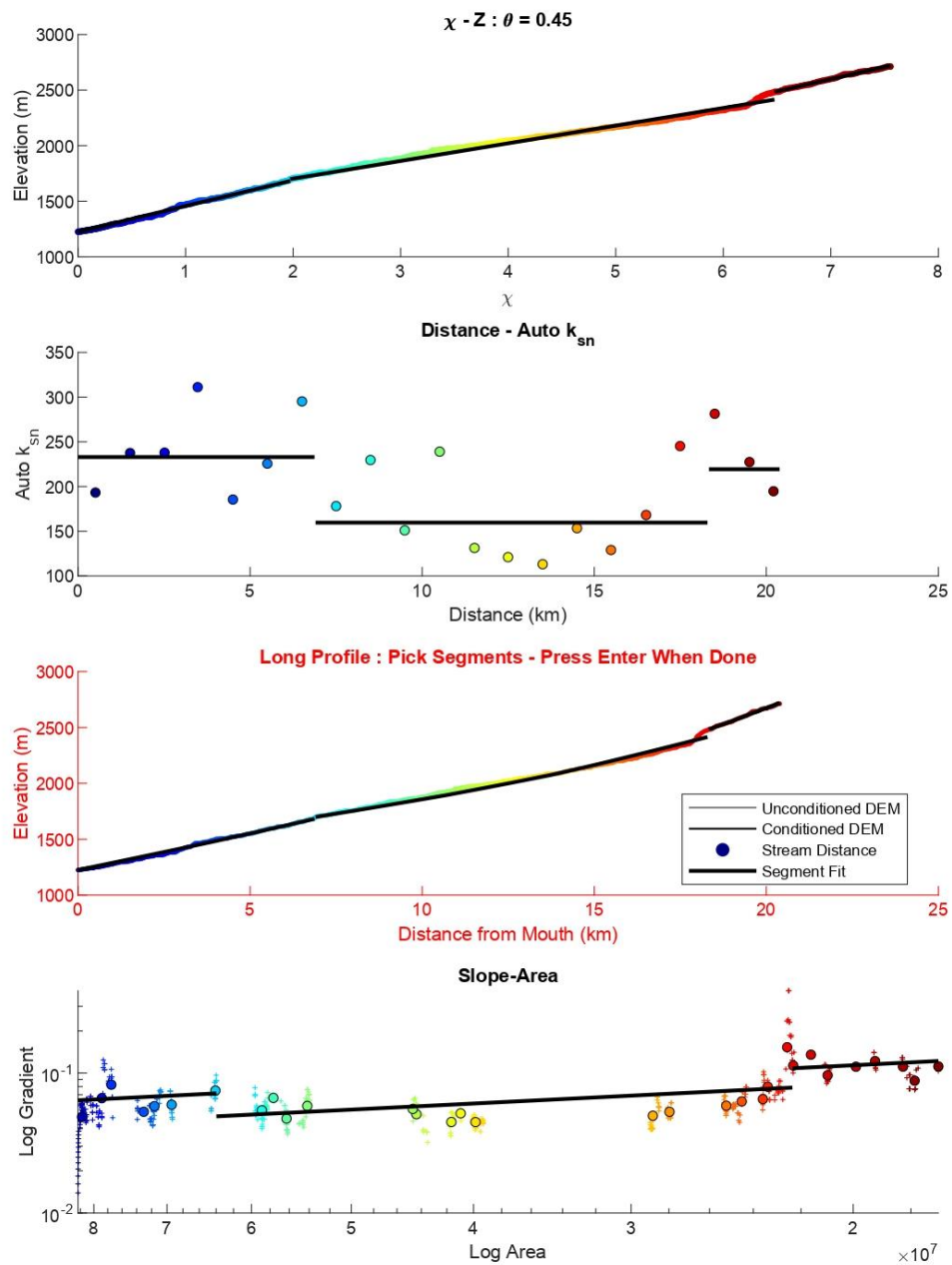


Figura A.6. Tributario Quebrada Paipote 3

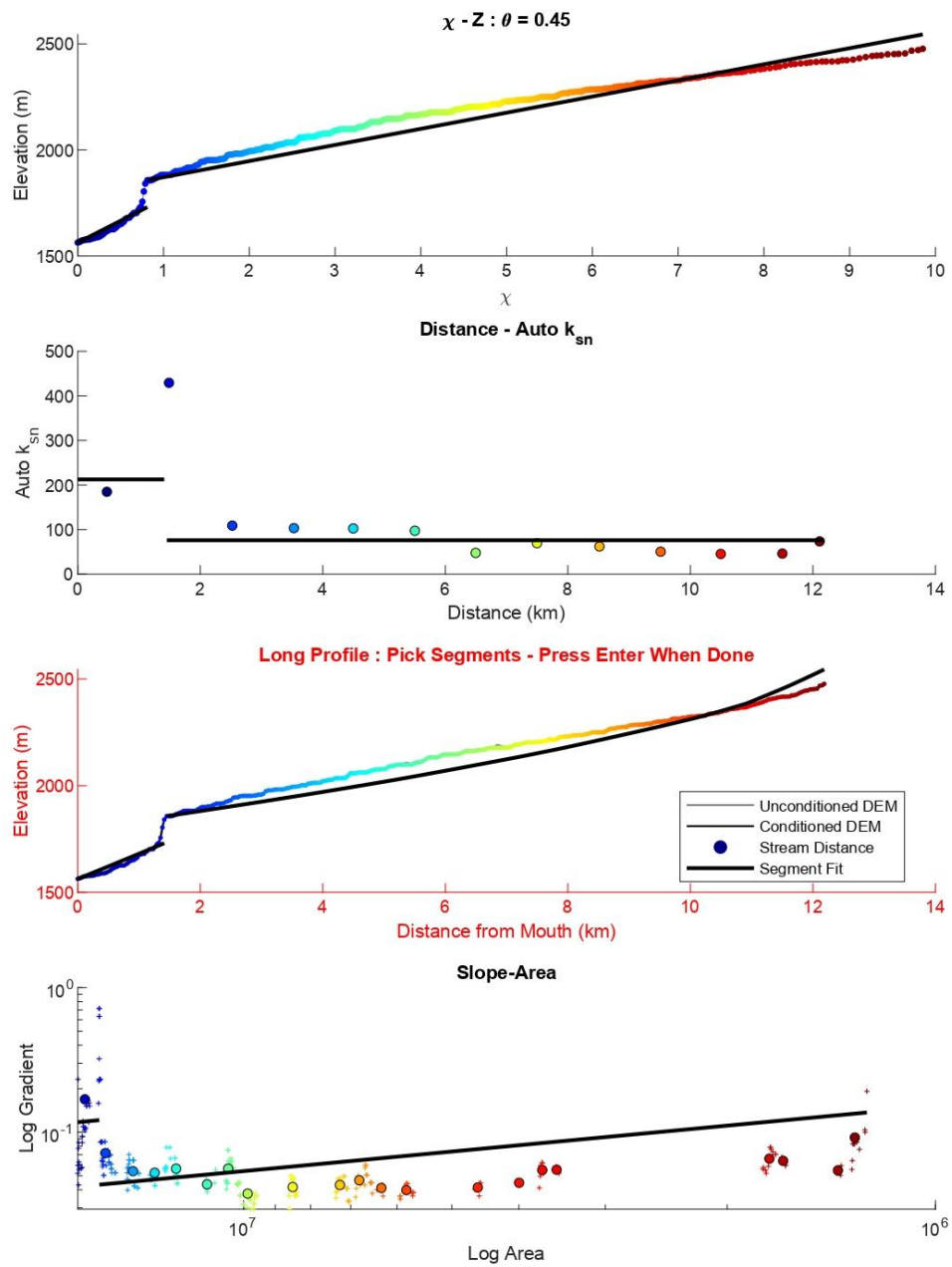


Figura A.7. Tributario Quebrada Paipote 4

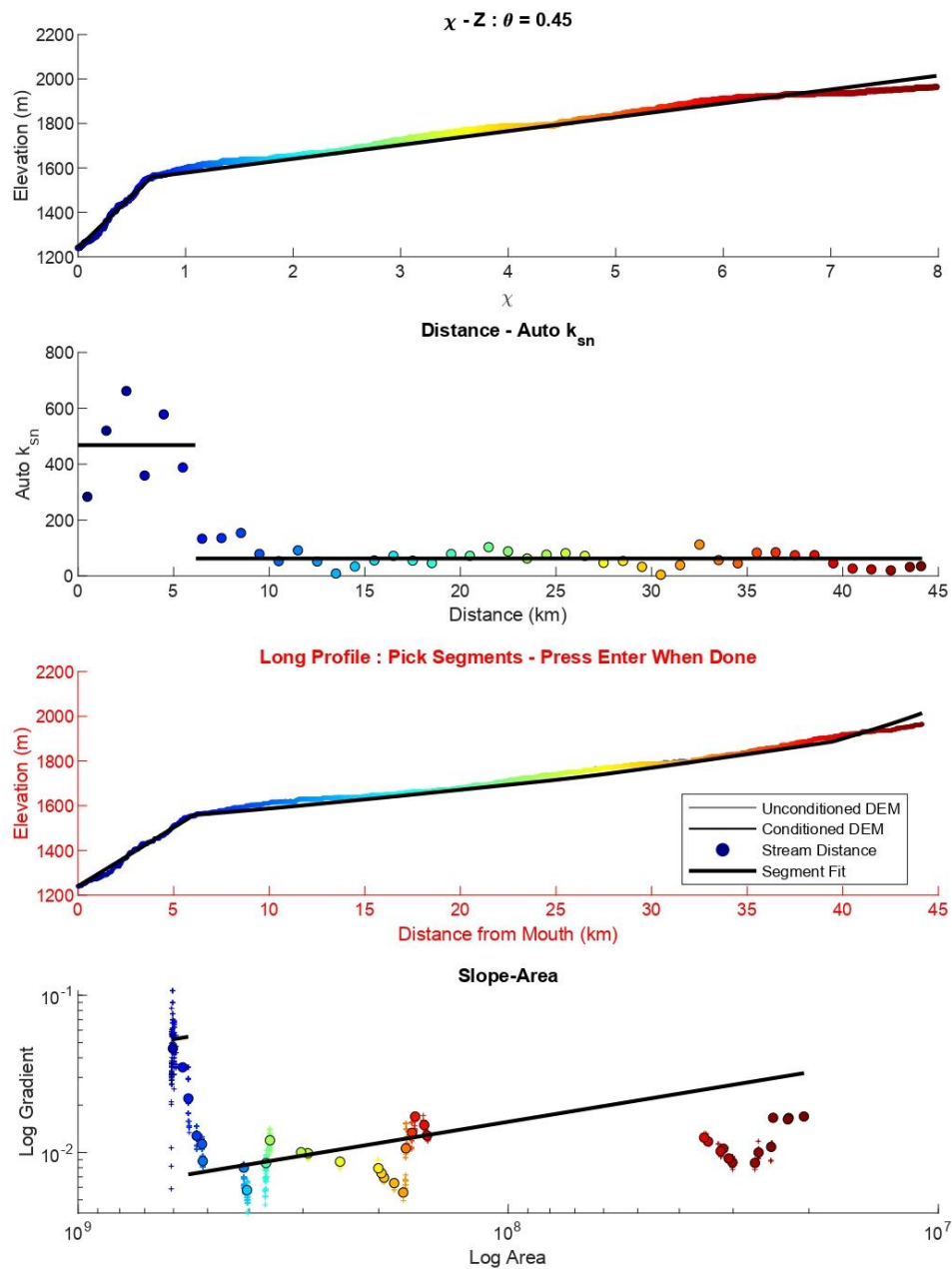


Figura A.8. Quebrada La Banderita

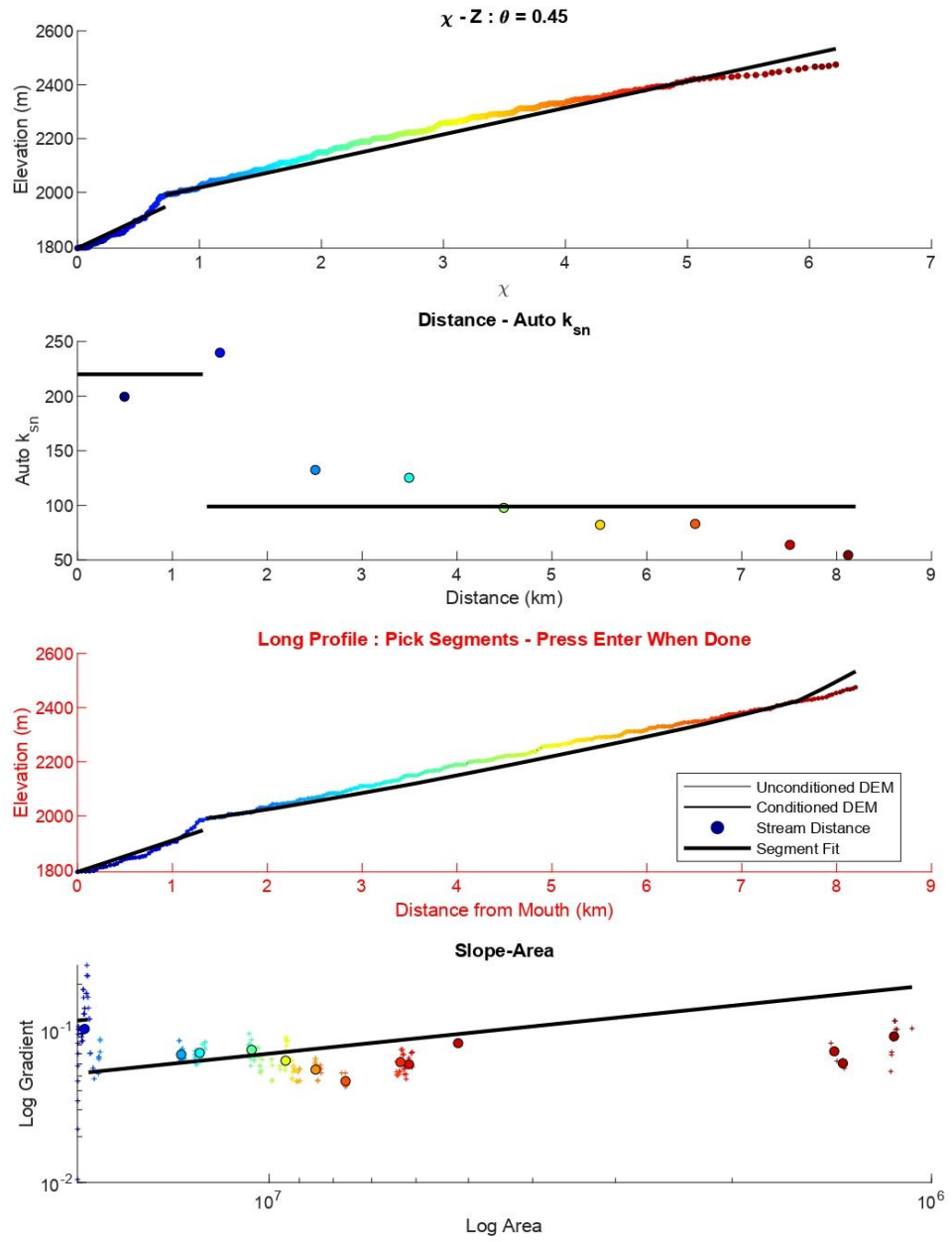


Figura A.9. Quebrada San Andrés 1

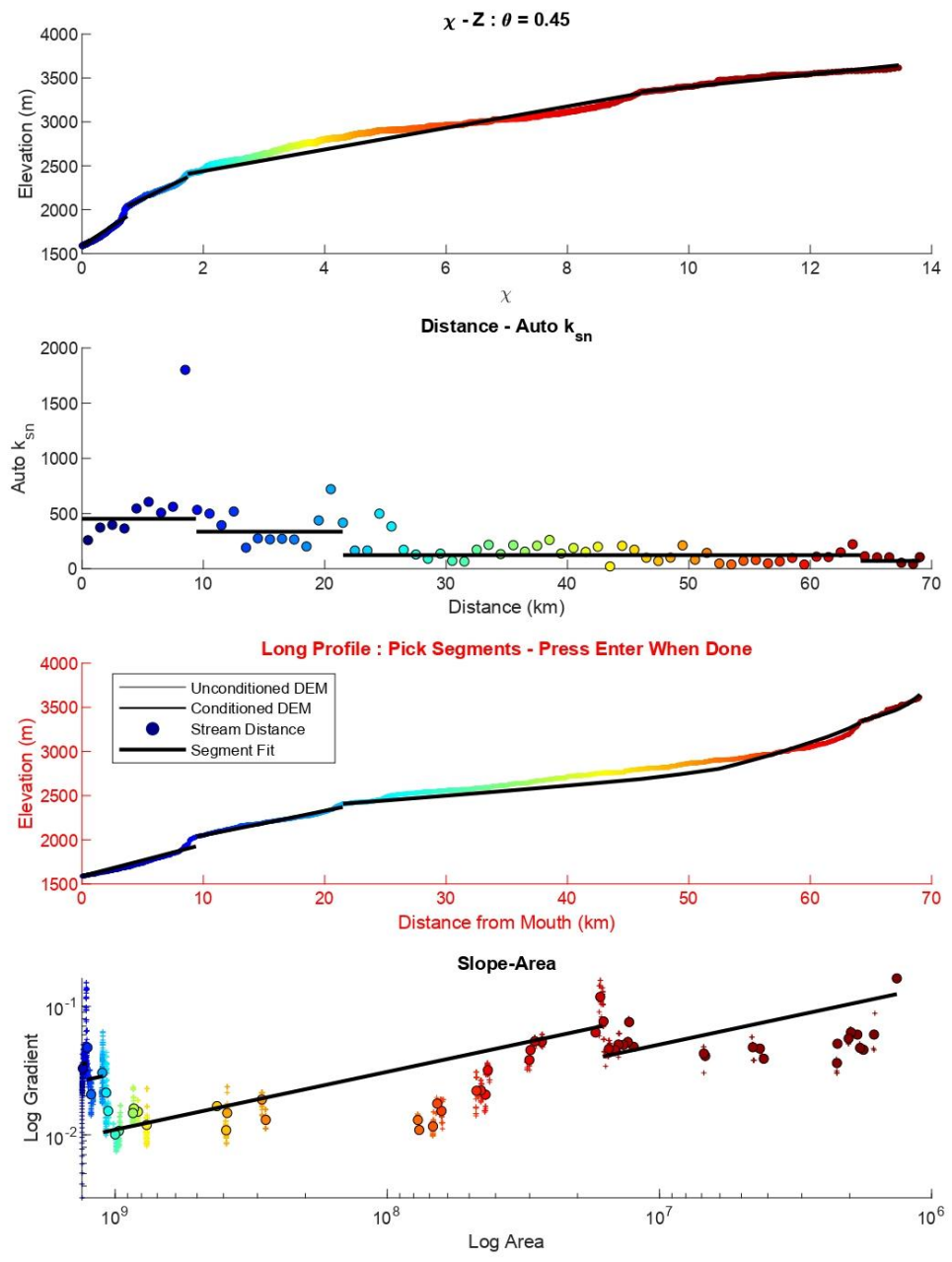


Figura A.10. Quebrada San Andrés 2

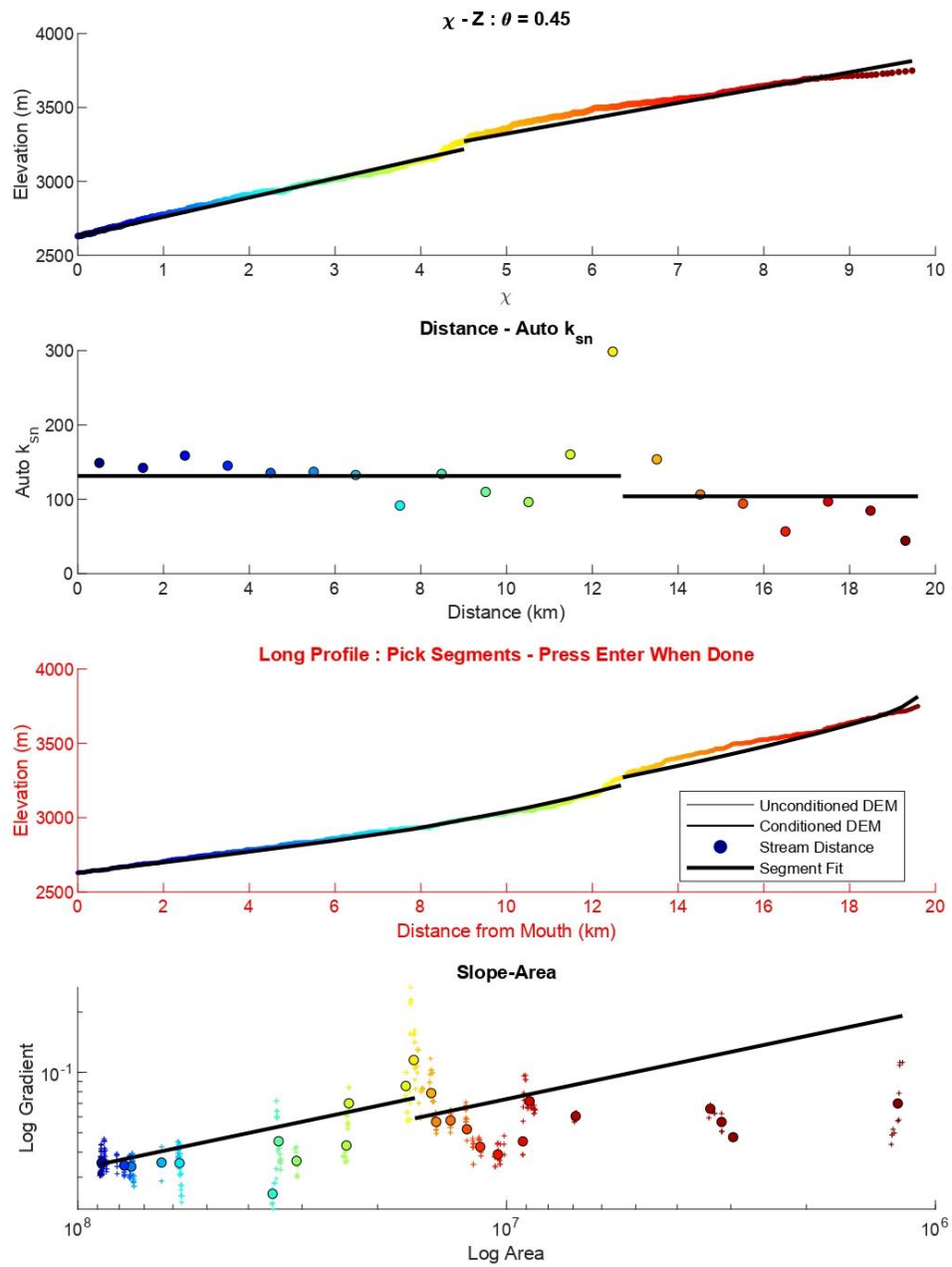


Figura A.11. Quebrada San Andrés 3

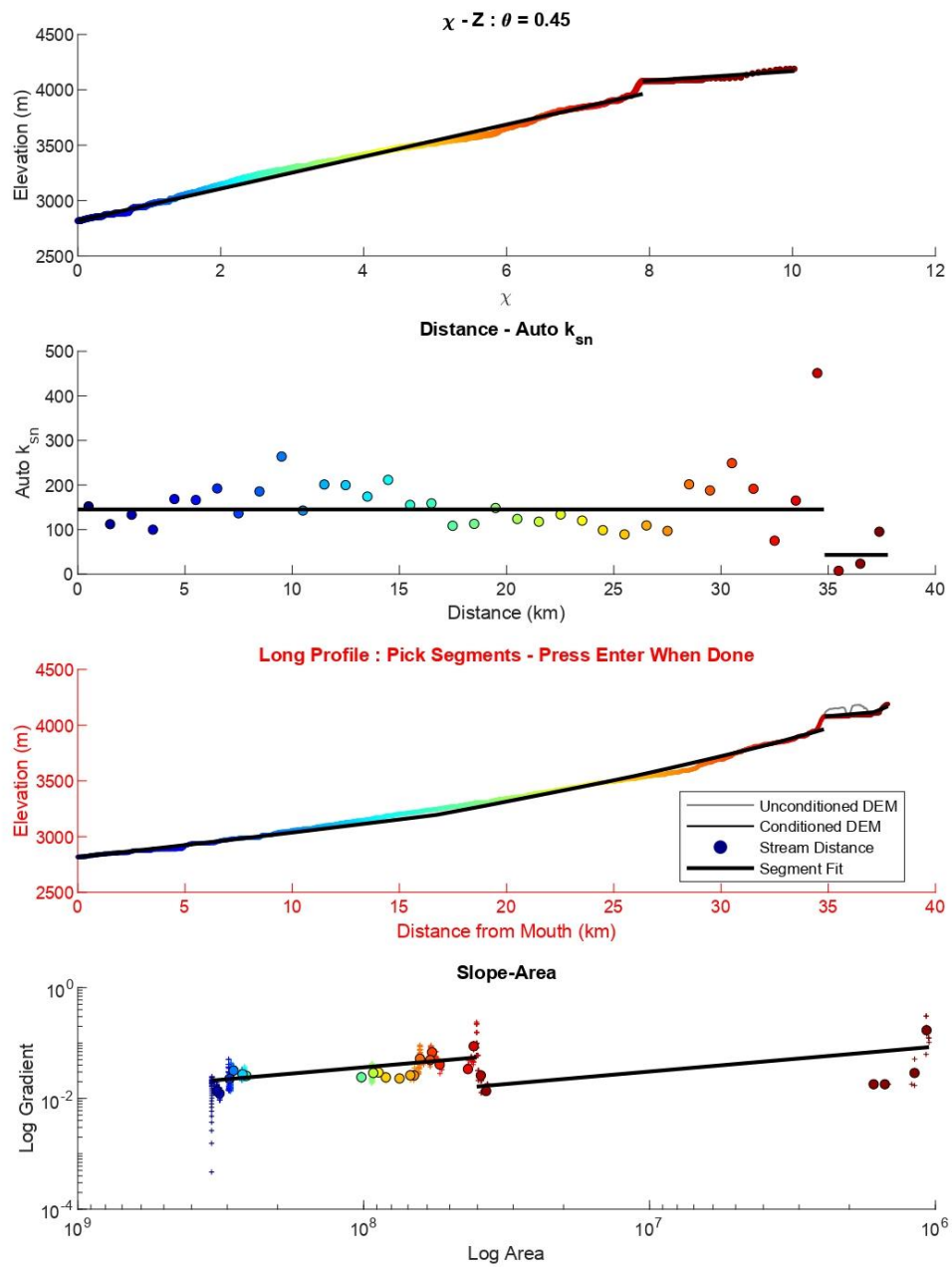


Figura A.12. Quebrada San Andrés 4

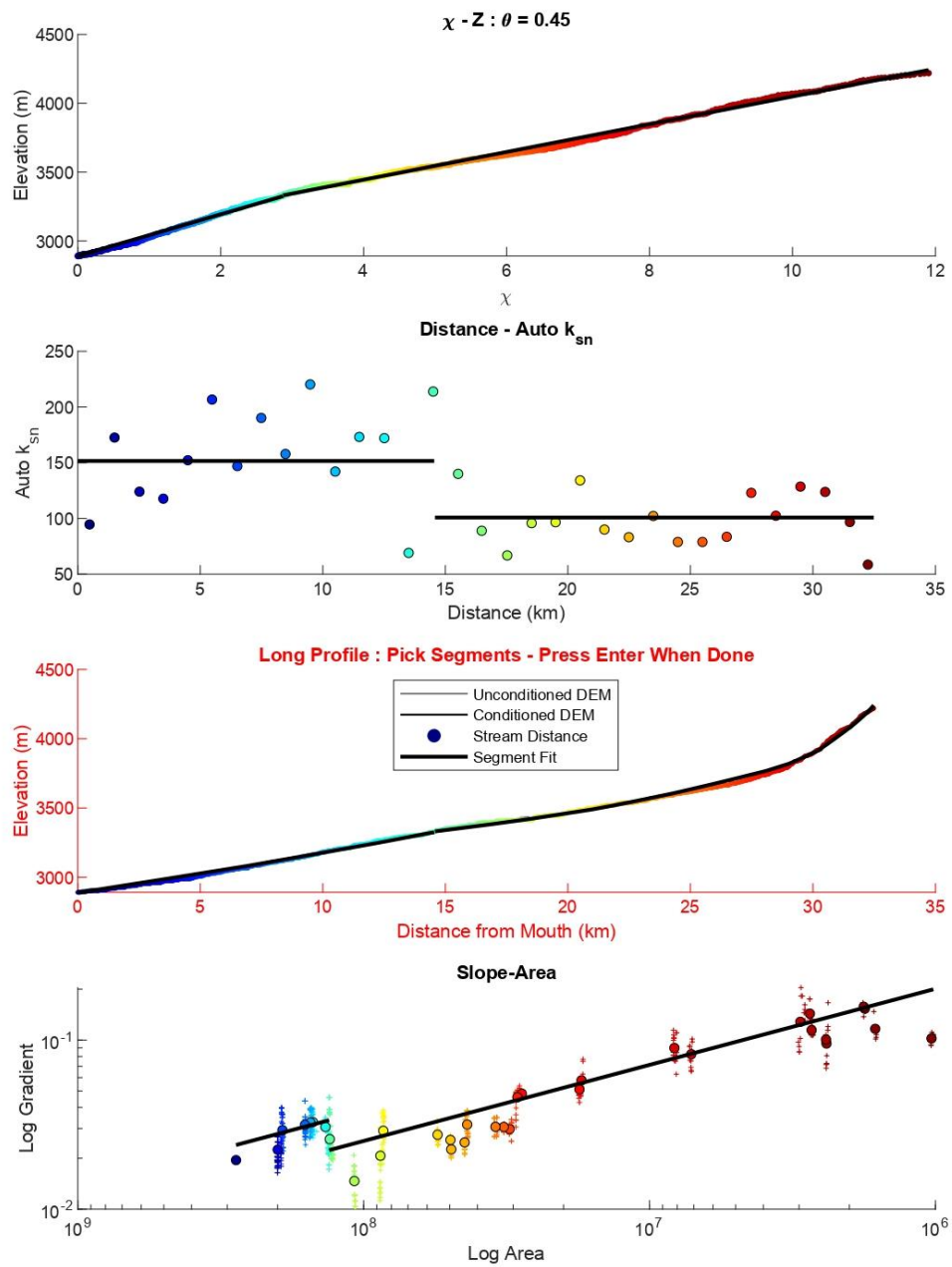


Figura A.13. Quebrada San Andrés 5

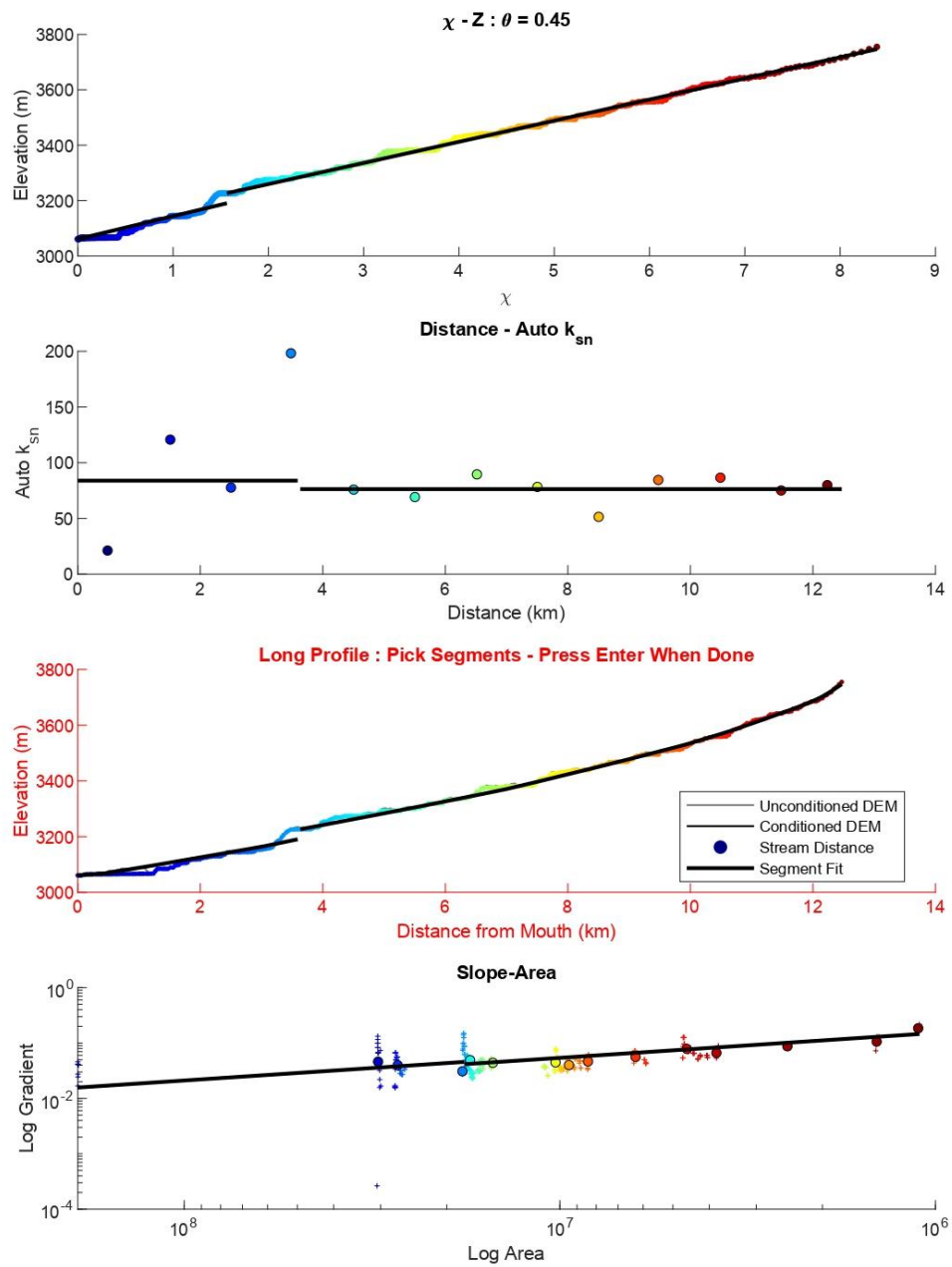


Figura A.14. Quebrada San Andrés 6

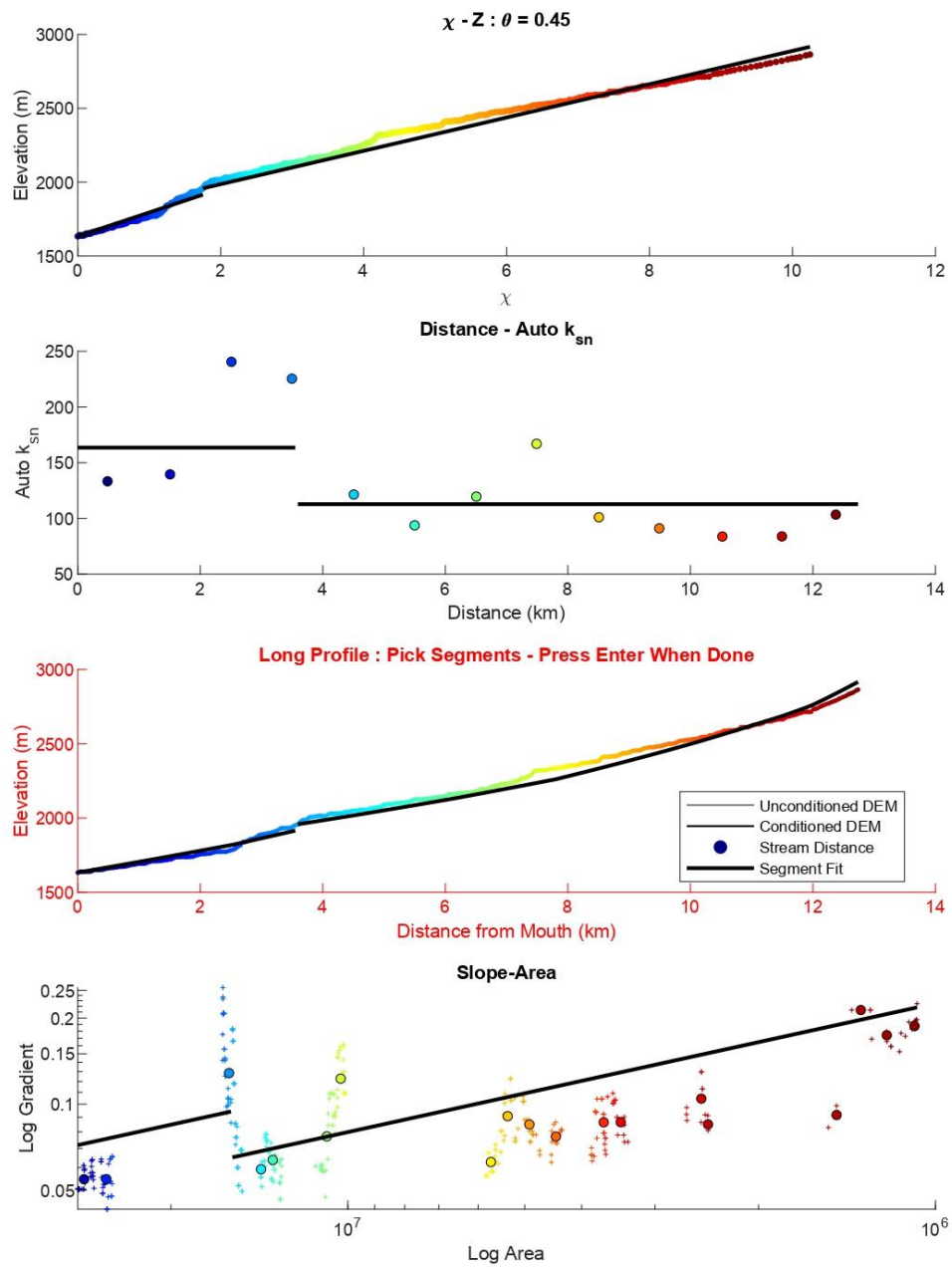


Figura A.15. Quebrada El Hielo 1

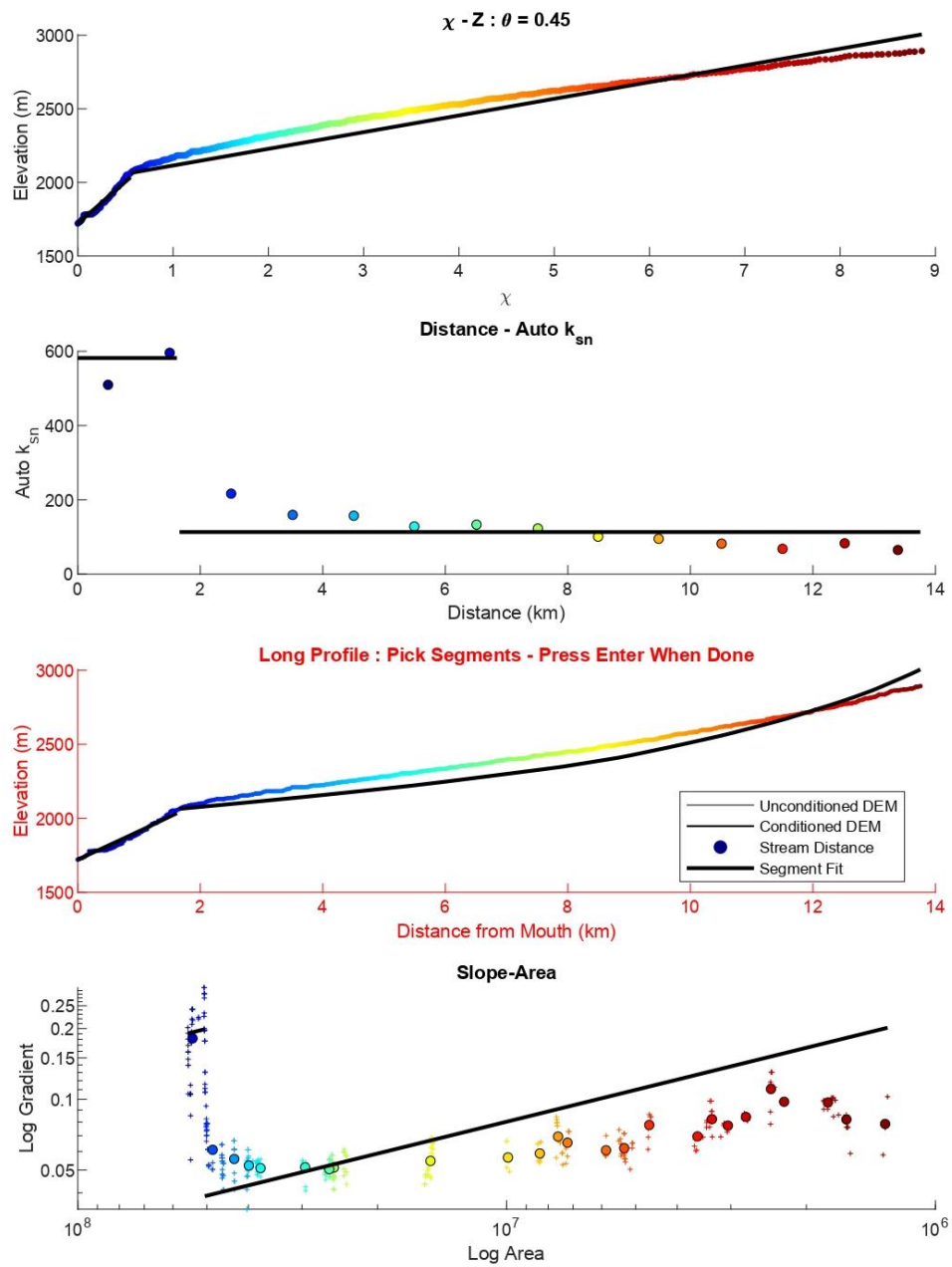


Figura A.15. Quebrada El Hielo 2

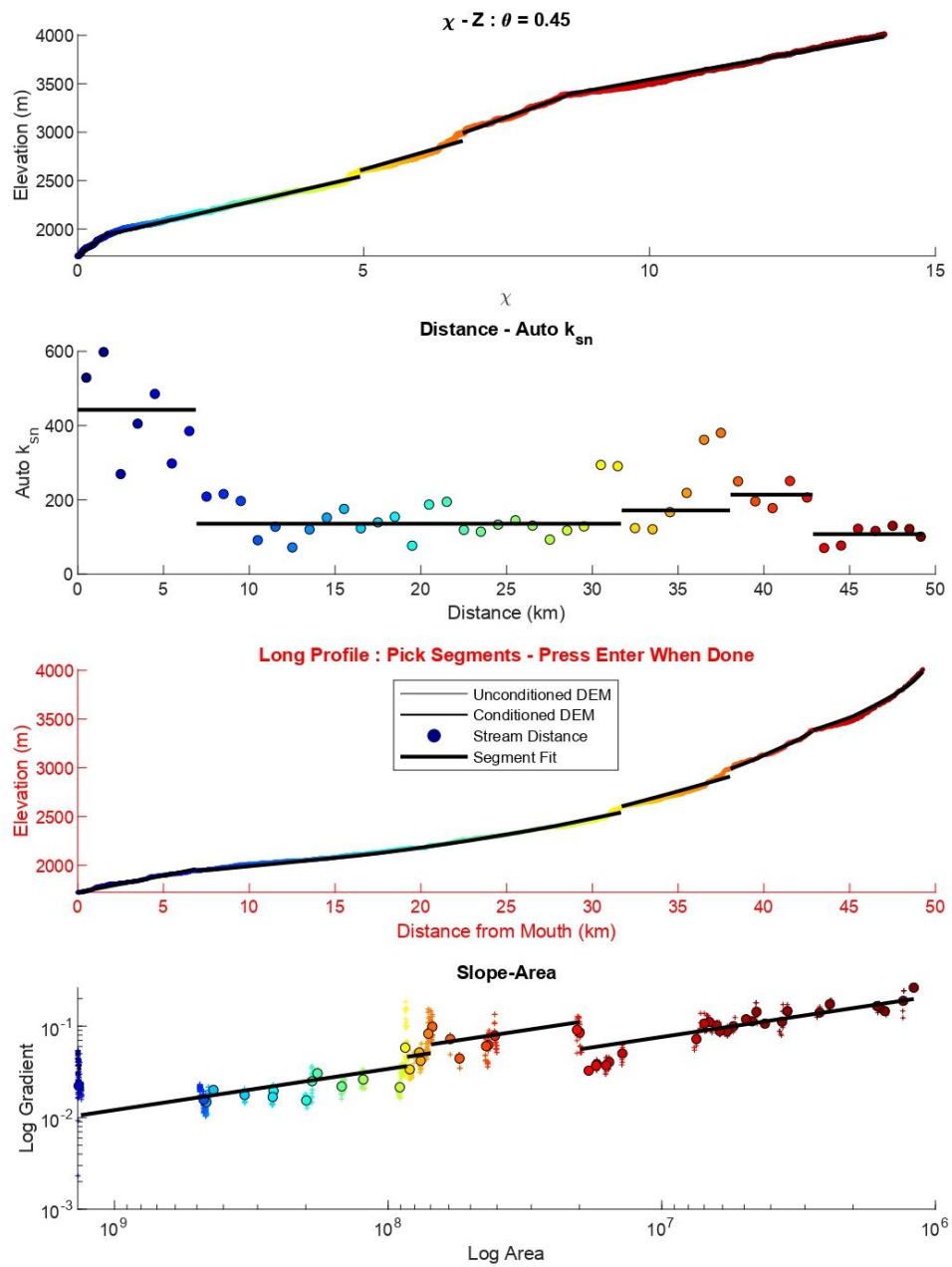


Figura A.16. Quebrada El Hielo 3

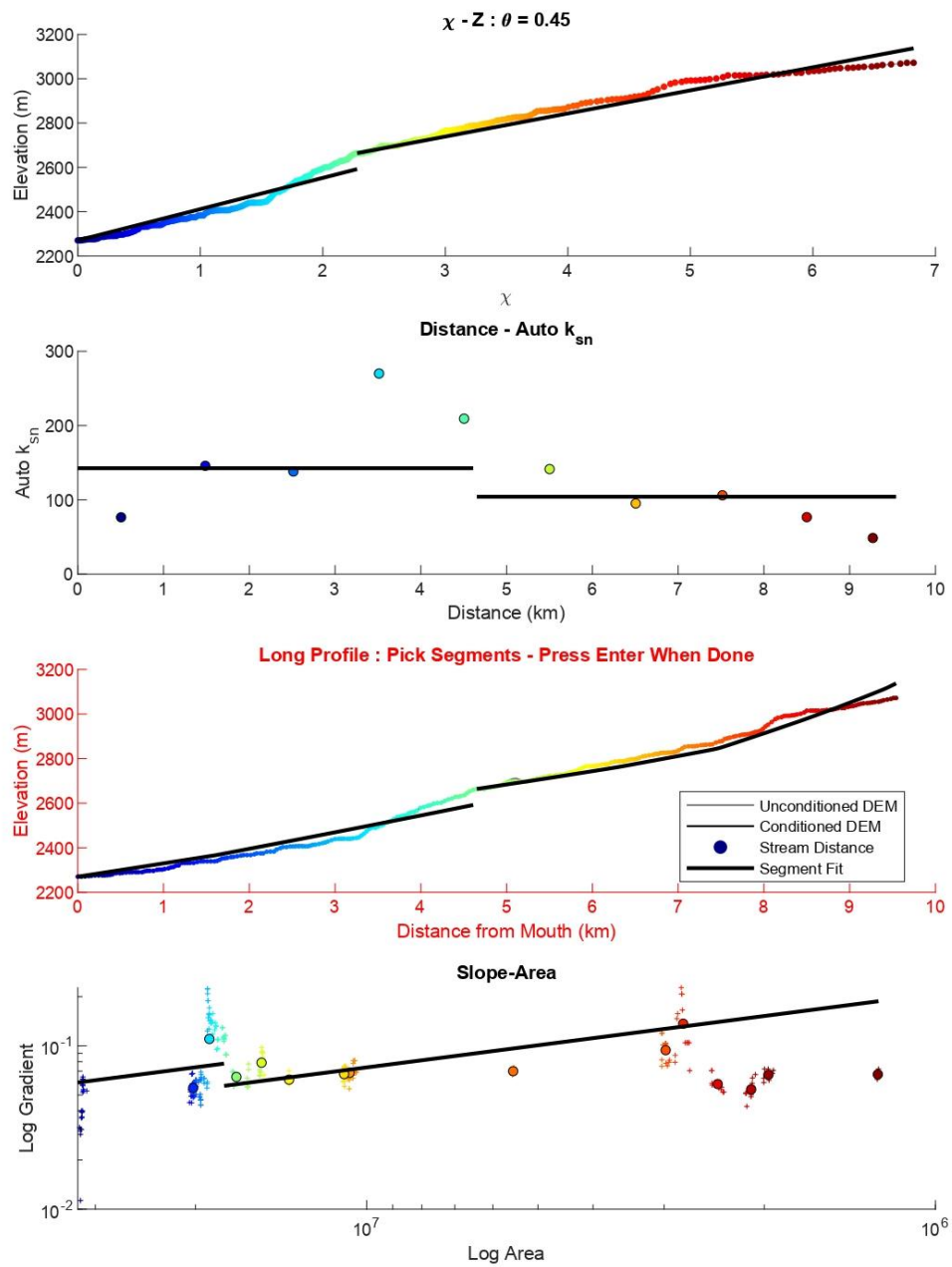


Figura A.17. Quebrada El Hielo 4

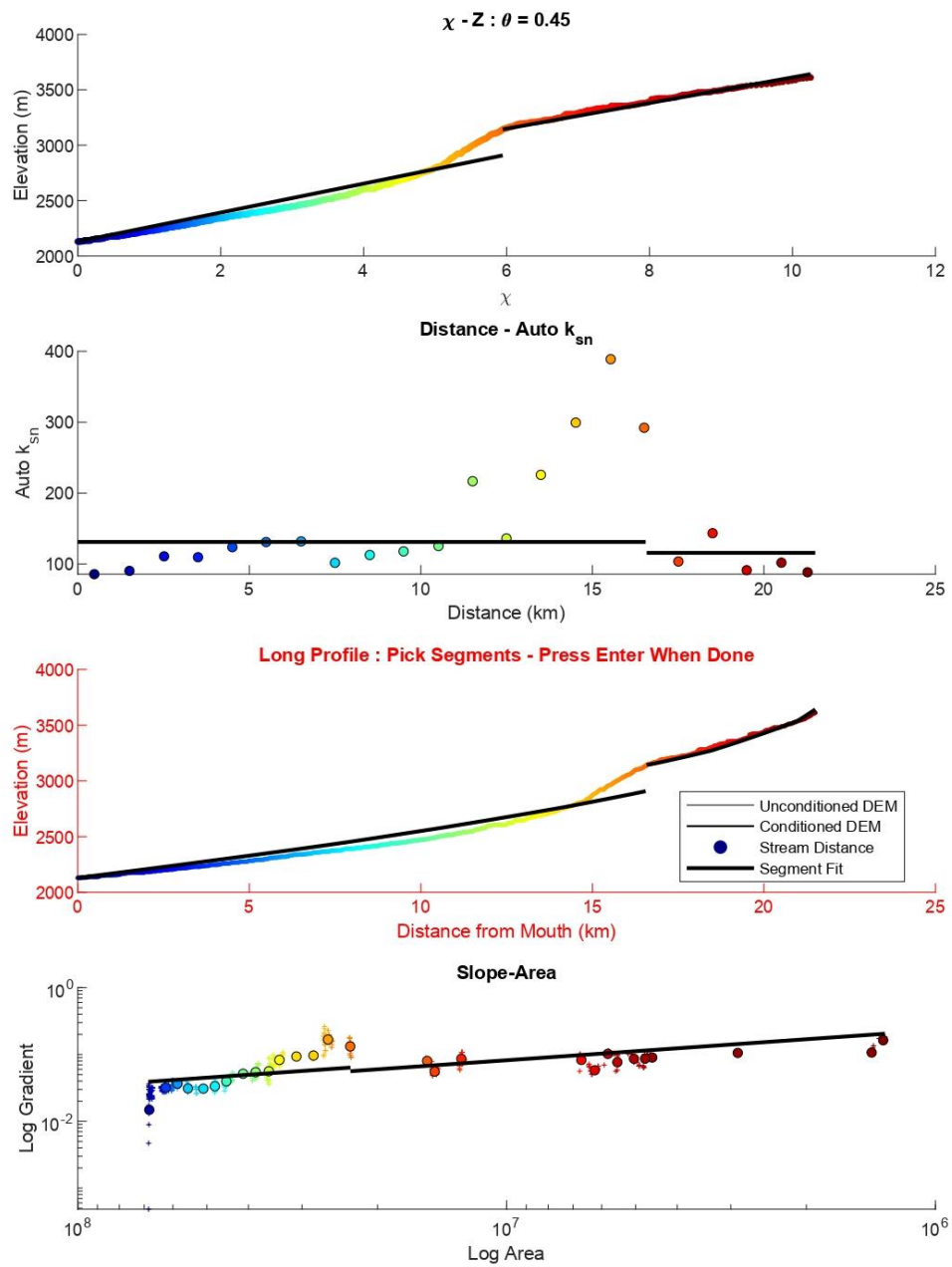


Figura A.18. Quebrada El Hielo 5

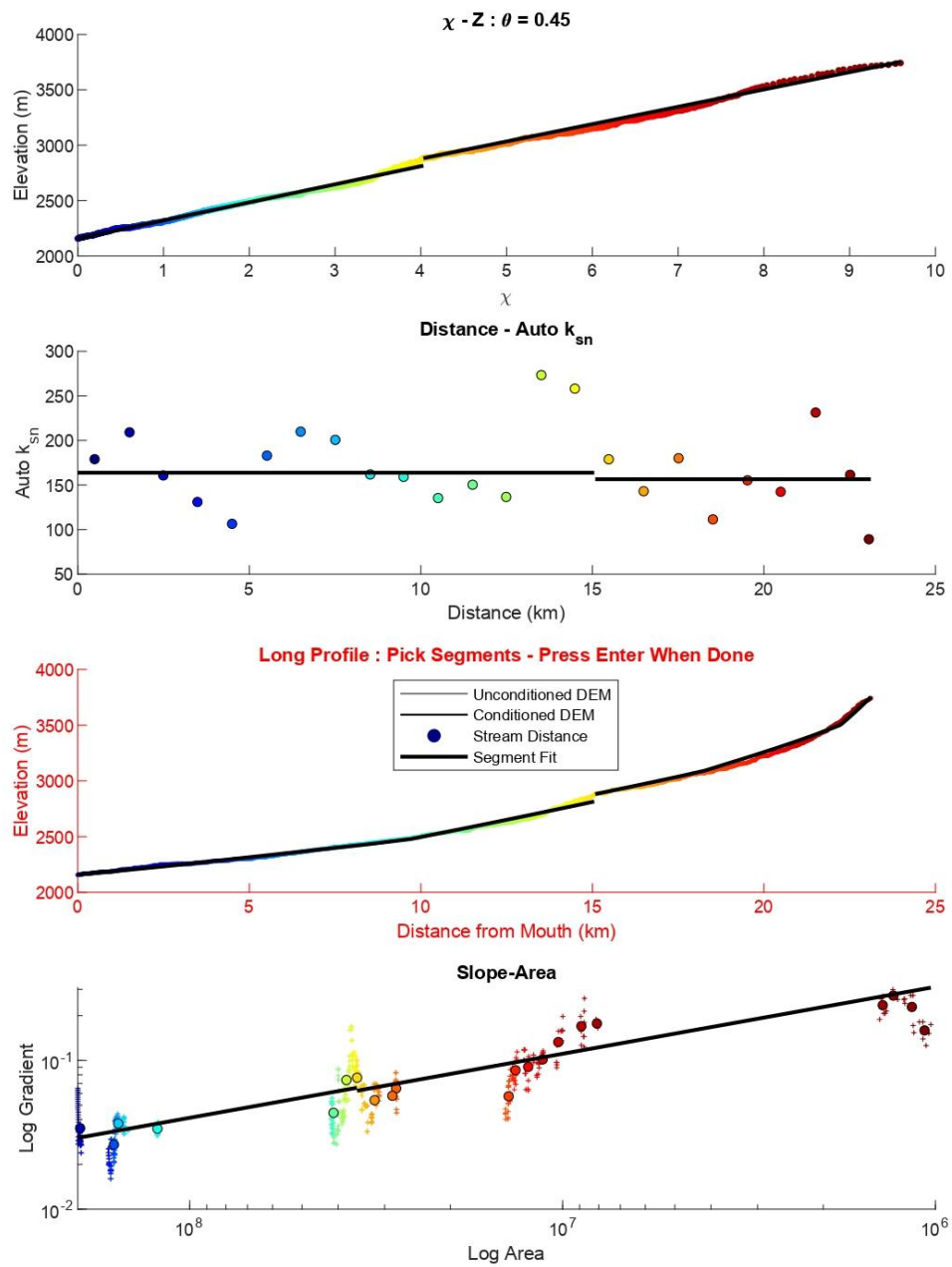


Figura A.18. Quebrada El Hielo 6

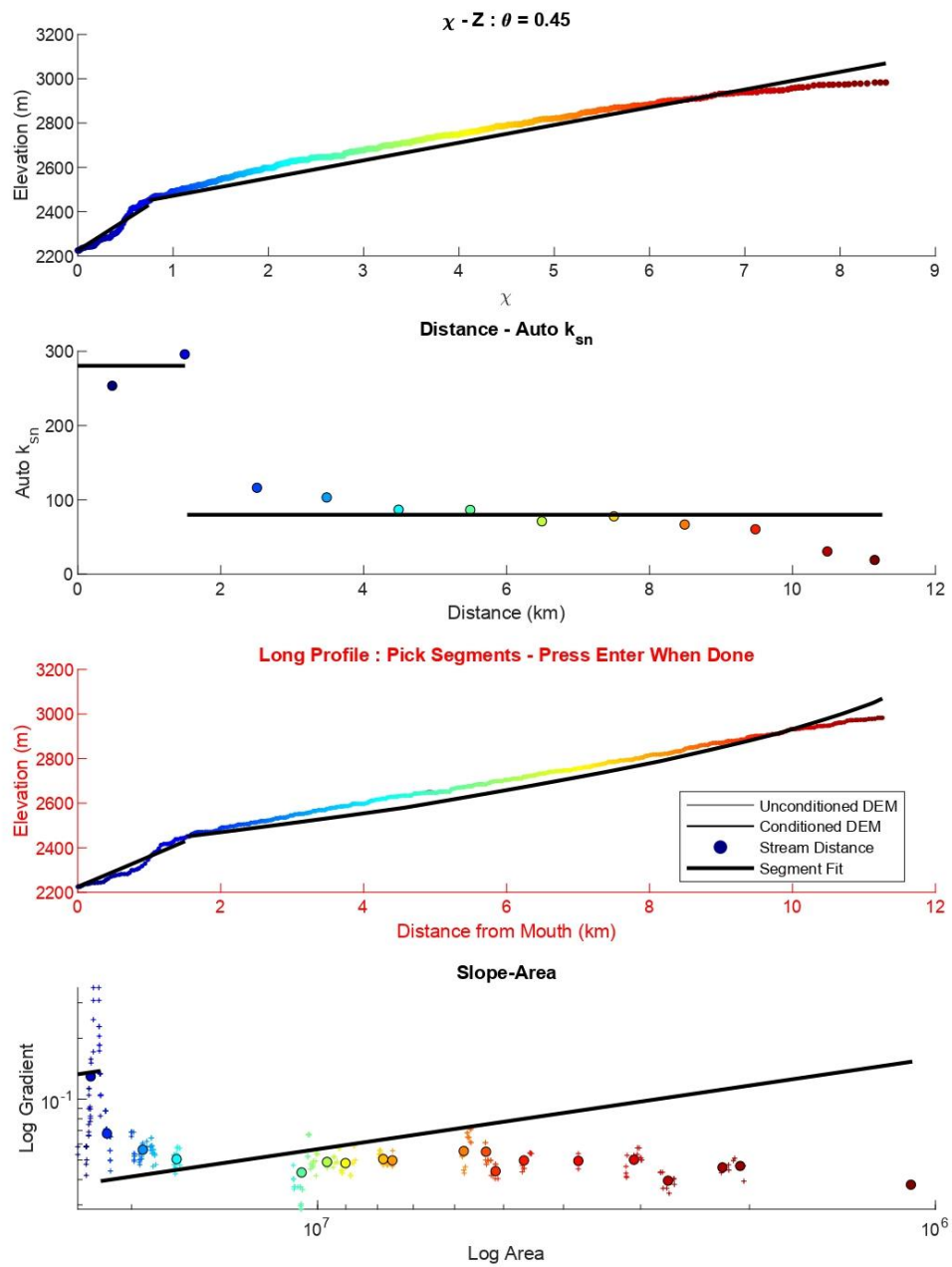


Figura A.19. Quebrada El Hielo 7

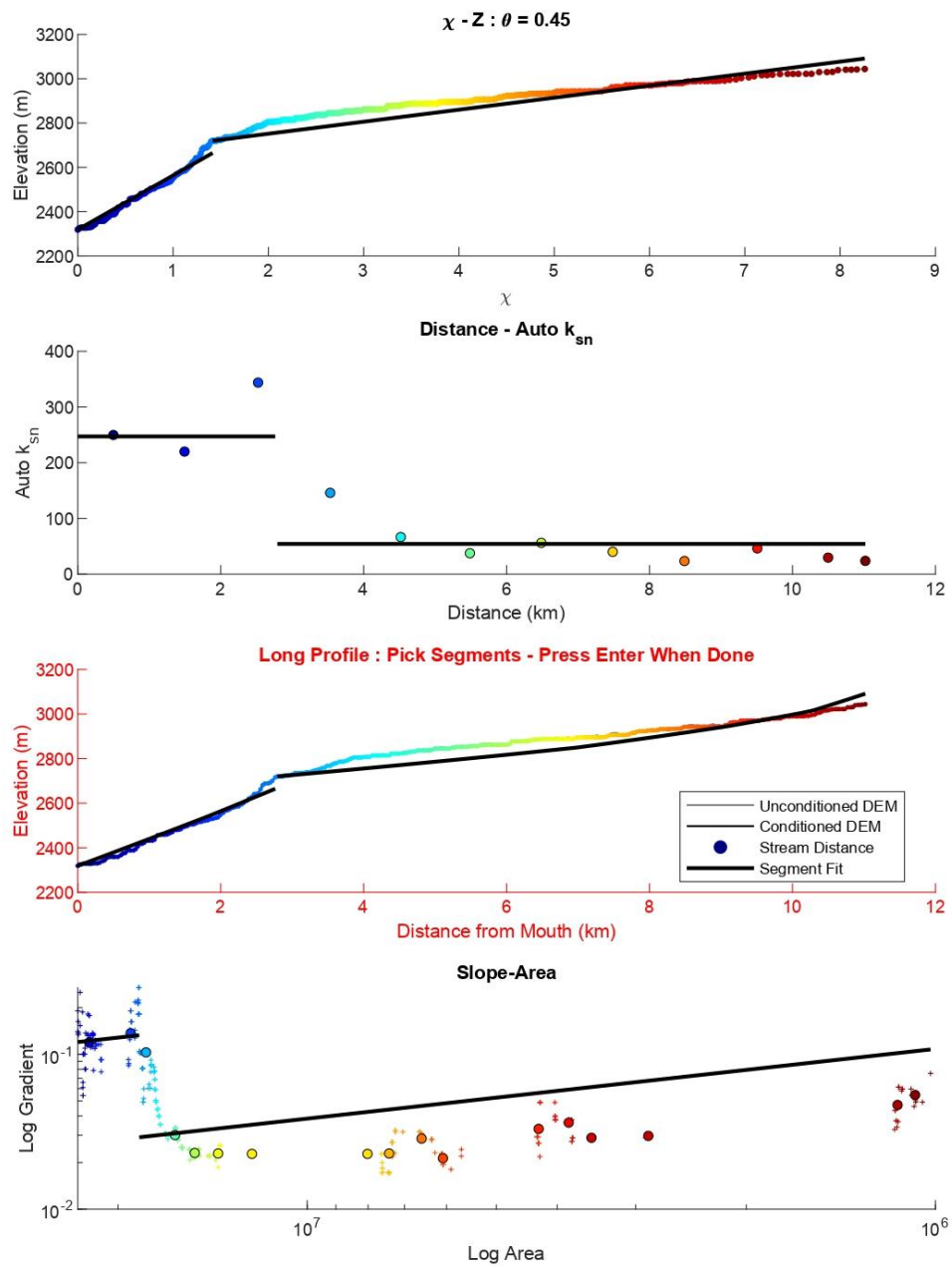


Figura A.20. Quebrada El Hielo 8

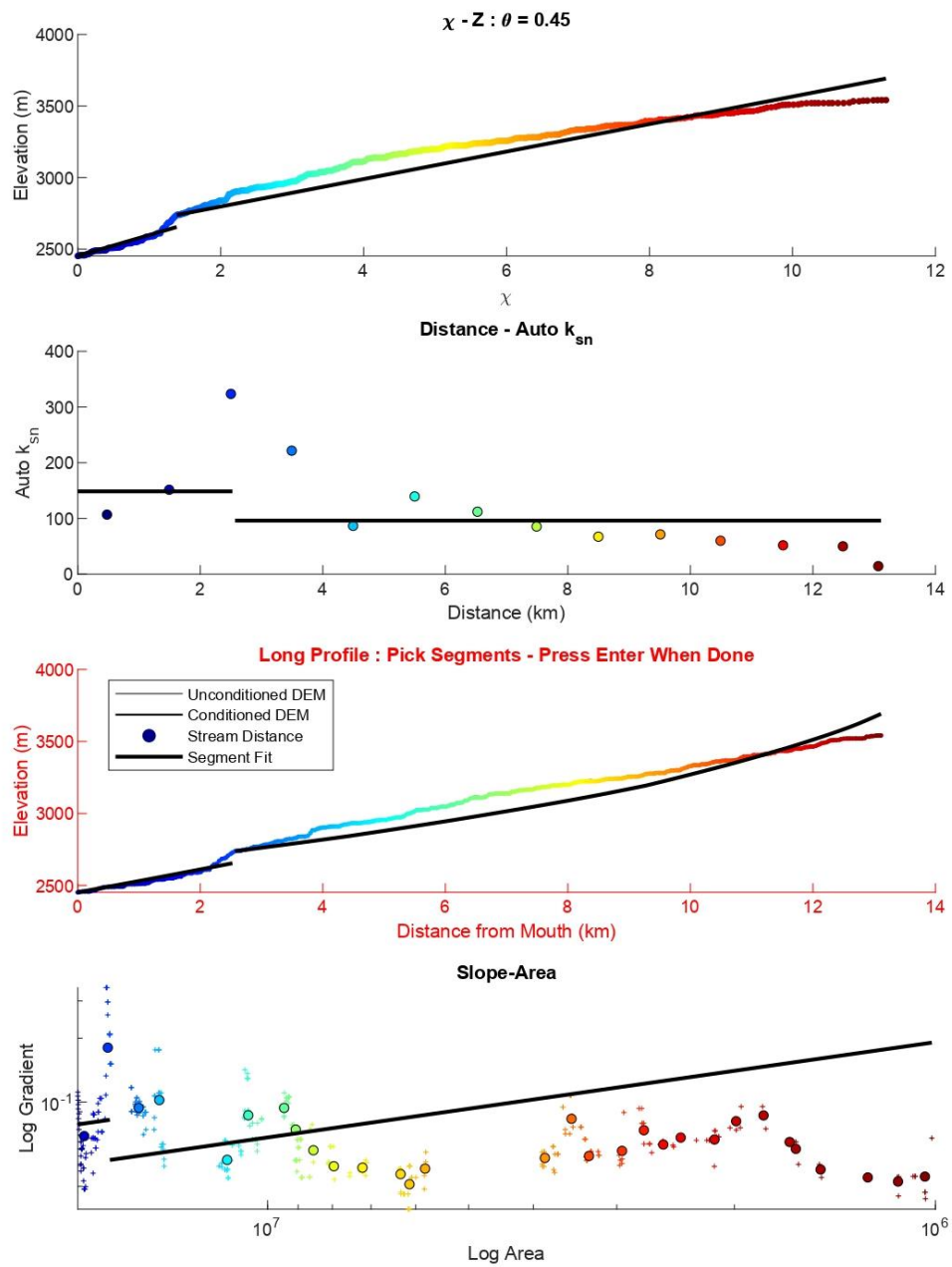


Figura A.21. Quebrada El Hielo 9

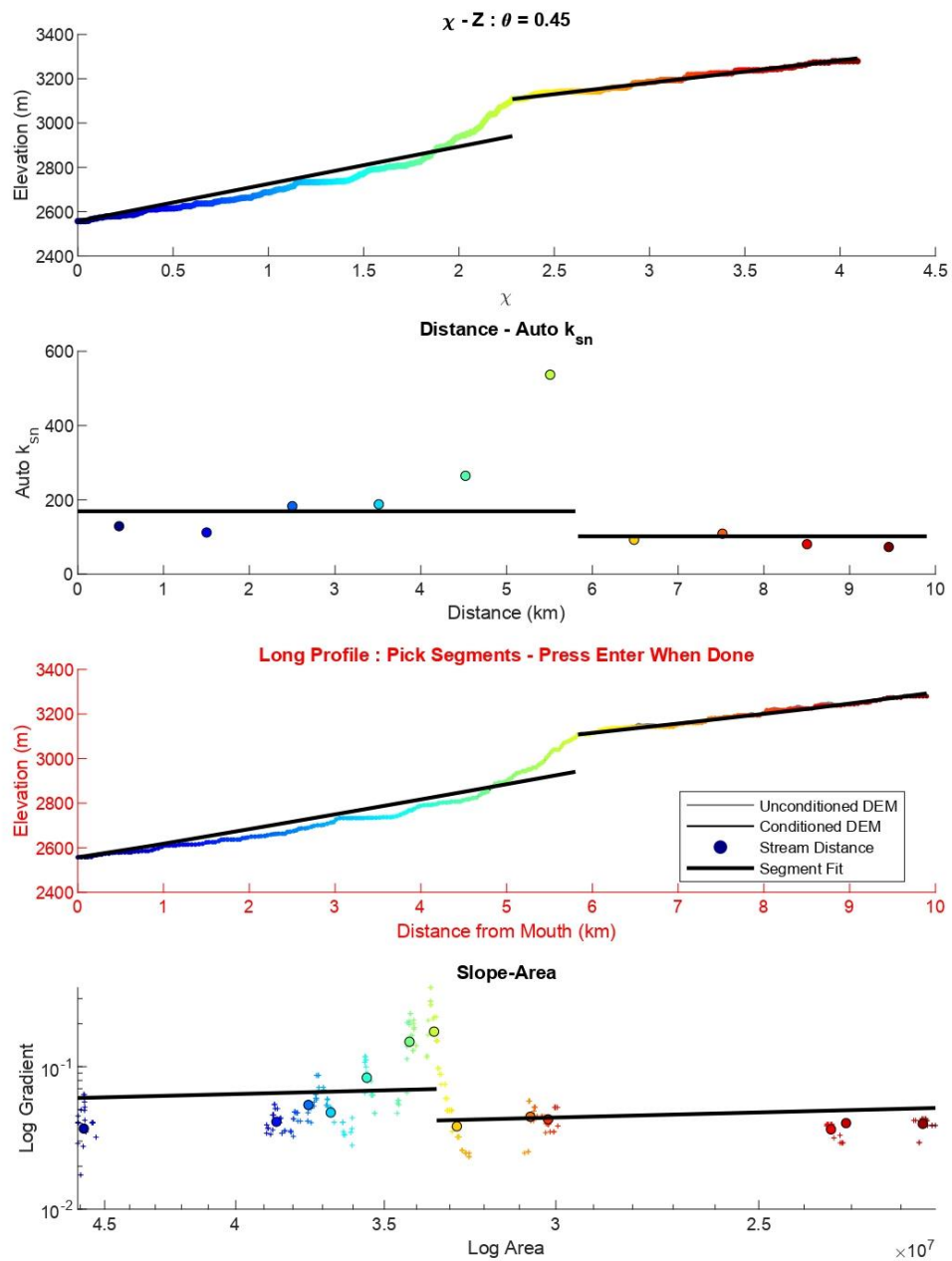


Figura A.22. Quebrada El Hielo 10

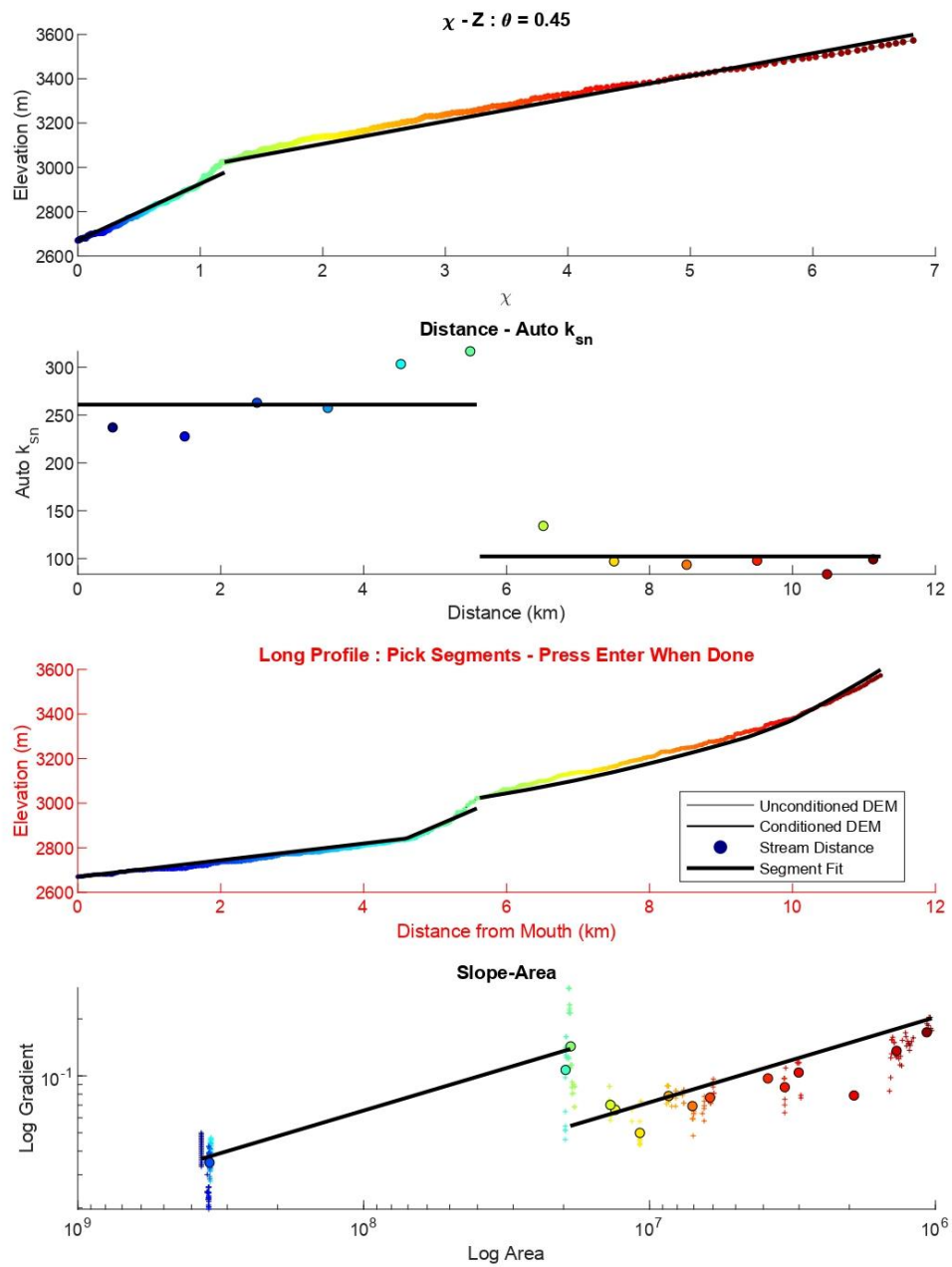


Figura A.23. Quebrada El Hielo 11

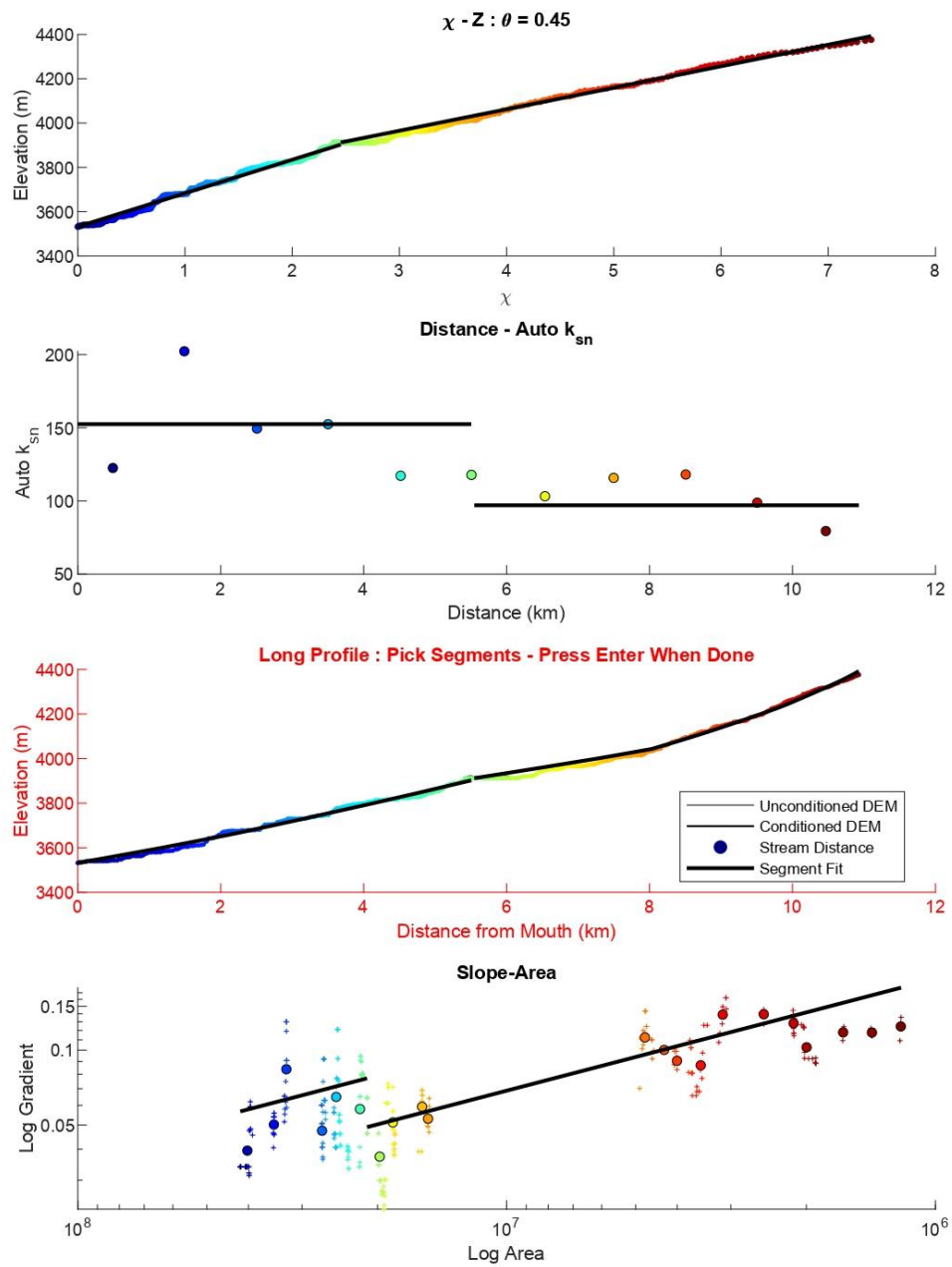


Figura A.24. Quebrada El Hielo 12