



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EVOLUCIÓN NEÓGENA – CUATERNARIA DEL PAISAJE EN LA
CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE TALTAL Y PUERTO VIEJO
(25°30' S – 27°20' S): RECONSTRUCCIÓN MEDIANTE UN
ANÁLISIS MORFOMÉTRICO Y DE FACIES**

Rodrigo David Riquelme Retamal

Copiapó, Chile 2024



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EVOLUCIÓN NEÓGENA – CUATERNARIA DEL PAISAJE EN LA
CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE TALTAL Y PUERTO VIEJO
(25°30' S – 27°20' S): RECONSTRUCCIÓN MEDIANTE UN
ANÁLISIS MORFOMÉTRICO Y DE FACIES**

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

Profesor guía: Dr. Jaime Araya Vargas
Profesora co-guía: Dra. María Pía Rodríguez

Rodrigo David Riquelme Retamal
Copiapó, Chile 2024

Agradecimientos

Comenzar por mi Mamá, Papá, hermanas y hermanos, quienes fueron partícipe de manera consciente e inconsciente en múltiples aspectos de mi crianza, educación y sostén. Situaciones que vistos con ojos del presente valoran bastante el camino recorrido y las enseñanzas que se fueron dando. No fue fácil elegir una carrera universitaria y menos terminarla. También agradecer a mi segunda familia Morales Zuleta, seres hermosos que me apoyaron en todo momento en mi estadía por Copiapó y que aún siguen siendo una parte importante en mi vida.

Mencionar al Departamento de Geología y sus trabajadores, amigos y ex compañeros. A la profesora María Pía Rodríguez, quien me entregó las herramientas necesarias en la Geomorfología y me guio en el desarrollo de esta tesis. Al profesor Jaime, por enseñarme, exigirme y apoyarme durante la construcción del texto. Fue un gran desafío y agradezco enormemente sus compromisos profesionales y humanos.

Por último, agradecer al personal de CONAF pertenecientes al Parque Nacional Pan de Azúcar. A su administrador, guardaparques y personal de cocina, me brindaron todo el apoyo necesario mientras realicé mis labores de terreno. Recuerdo momentos agradables junto a Werther y Felipe.

Resumen

En esta tesis se realizó un análisis morfométrico para toda la Cordillera de la Costa (CC) entre Taltal y Puerto Viejo (25°30' – 27°20' S) y de facies en la cuenca Pan de Azúcar, con el objetivo de reconstruir a gran escala la evolución del paisaje en la CC durante el Neógeno – Cuaternario e interpretar los factores geológicos que la controlan. El análisis topográfico y morfométrico comprendió un modelo de clasificación de superficies (SCM) para identificar niveles de pedimentación, análisis de perfiles *swath* e índices morfométricos (*knickpoints*, k_{sn} y χ) para cuantificar el estado del paisaje. Además, localmente en la cuenca Pan de Azúcar (~ 26°10' S) se realizó un análisis de facies aluvial a los depósitos sedimentarios que constituyen niveles de base antiguos.

El SCM refleja el desarrollo de dos tipos de pedimentos en la CC, ya sea mayoritariamente sobre sedimentos agradacionales o sustrato rocoso. Los perfiles *swath* denotan un aumento progresivo del relieve topográfico desde el dominio NO al dominio SO a partir de la cuenca del río Salado. Los análisis morfométricos señalan una gran *Knickzone* migrando aguas arriba, preferentemente sobre sustrato rocoso metasedimentario del Devónico e intrusivo del Carbonífero - Cretácico temprano, con valores altos de k_{sn} (> 50). El sustrato rocoso volcano-sedimentario del Jurásico inferior – Cretácico inferior posee muy pocos *knickpoints*, como también valores altos de k_{sn} (> 50). Mediante el análisis de facies aluvial se determinó que los depósitos sedimentarios se correlacionan con las unidades datadas en la cuenca Pan de Azúcar. Las evidencias sugieren que actualmente el paisaje de la CC responde a un alzamiento, el cual conlleva a su rejuvenecimiento y que se concentra mayoritariamente en las zonas donde afloran las unidades metasedimentarias e intrusivas. Mientras que, las unidades volcano-sedimentarias constituyen una barrera o discontinuidad que limita el avance de la erosión remontante que representa la *Knickzone*, conservando un paisaje previo maduro – viejo situado mayoritariamente cercano al SFA entre los dominios NO y Este.

Palabras claves: Pedimentos – *Knickzone* – Facies aluvial – Geomorfología tectónica.

Abstract

In this thesis, a morphometric analysis was carried out for the entire Coastal Cordillera (CC) between Taltal and Puerto Viejo (25°30' – 27°20' S) and a sedimentary facies analysis in the Pan de Azúcar basin, with the objective of reconstructing the evolution of the landscape on a large scale in the CC during the Neogene – Quaternary and to interpret the geological factors that control it. The topographic and morphometric analysis included a surface classification model (SCM) to identify pediment levels, swath profile analysis and morphometric index (knickpoints, k_{sn} and χ) to quantify the state of the landscape. Additionally, locally in the Pan de Azúcar basin (~ 26°10' S) an alluvial facies analysis was performed on the sedimentary deposits that constitute ancient base levels.

The SCM reflects the development of two types of pediments in the CC, whether mostly on aggradational sediments or rocky substrate. The swath profiles denote a progressive increase in topographic relief from the NW domain to the SW domain. Morphometric analyzes point to a large Knickzone migrating upstream. Mainly on metasedimentary rock substrate from the Devonian and intrusive from the Carboniferous - Lower Cretaceous and has high k_{sn} values (> 50). The volcano-sedimentary rock substrate from the Lower Jurassic – Lower Cretaceous has very few knickpoints, as well as high k_{sn} values (> 50). The alluvial facies analysis determined that the sedimentary deposits correlate with the units dated in the Pan de Azúcar basin. Altogether, this evidence suggests that the landscape of the CC is currently responds to an uplift being rejuvenated mainly in the areas where the metasedimentary and intrusive units crop out, while the volcano-sedimentary units constitute a barrier that limits the advance of the ascending erosion of the Knickzone, mainly conserving a mature – old landscape in the CC block located mostly close to the SFA between the NW and East domains.

Keywords: Pediment – Knickzone – Aluvial facies – Tectonic geomorphology.

Índice de contenidos

CAPÍTULO I: Introducción	1
1.1. Problema de investigación	1
1.2. Hipótesis.....	2
1.3. Objetivo General	3
1.4. Objetivos Específicos.....	3
1.5. Metodología general.....	3
1.6. Área de estudio: ubicación y accesos.....	4
CAPÍTULO II: Marco Geológico	6
2.1. Marco Tectónico	6
2.2. Marco Climático.....	7
2.3. Geología del área de estudio	9
2.4. Marco Geomorfológico.....	12
CAPÍTULO III: Metodología.....	16
3.1. Análisis topográfico	16
3.2. Análisis morfométrico en redes de drenaje.....	21
3.3. Análisis de facies.....	27
CAPÍTULO IV: Resultados	31
4.1. Análisis topográfico	31
4.2. Análisis morfométrico.....	38
4.3. Análisis de facies.....	45
CAPÍTULO V: Discusión	54
5.1. Análisis integrado de evidencias topográficas, morfométricas y de facies	54

5.2. Evolución del paisaje durante el Neógeno – Cuaternario	60
CAPÍTULO VI: Conclusiones	64
Bibliografía.....	66
Anexo	80

Índice de figuras

Figura N°1.1 Mapa de la zona de estudio. Polígono con borde negro: zona de estudio. Polígono verde musgo: Parque Nacional Pan de Azúcar. Punto azul: ubicación análisis de facies dentro la cuenca Pan de Azúcar. Línea roja: rutas de acceso.	5
Figura N°2.1 Contexto tectónico y de convergencia. A) Ilustración del contexto tectónico respecto a la ruptura de la placa Farallon a los 25 Ma. B) Evolución de la tasa de convergencia de placas durante el Cenozoico: línea roja: Pardo-Casas y Molnar, (1987) y línea negra: Somoza, (1998). Tomada desde Rodríguez, (2008).	7
Figura N°2.2 Fotografía del sector Las Lomitas dentro del Parque Nacional Pan de Azúcar. Se aprecia como la nubosidad choca con el farellón costero e ingresa por las quebradas.	8
Figura N°2.3 Mapa de geología regional para el área de estudio. Se indican la desembocadura y divisoria de aguas de las cuencas principales. Modificado de SERNAGEOMIN, (2002).	10
Figura N°2.4 Red de drenaje y topografía de la zona de estudio. Red de drenaje (<i>stream order</i>) jerarquizada según Strahler, (1952).	13
Figura N°2.5 Evolución geomorfológica del Antearco para el Cenozoico tardío (Riquelme <i>et al.</i> , 2003). A) El Antearco evidencia una incisión del paleovalle antes del Mioceno medio (Maksaev y Zentilli, 1999). B) Dado el basculamiento del Antearco en un ángulo α y el alzamiento mayor de la CCO, se depositan las Gravas de Atacama en la DC y CCE. Luego ocurre un evento de pedimentación C) A consecuencia de un segundo basculamiento del Antearco (β), se desarrolla otro evento incisivo. Tomada de Riquelme <i>et al.</i> (2003).	14

Figura N°2.6 Evolución geomorfológica del Antearco para el Cenozoico tardío (Nalpas *et al.*, 2008). A) Durante el Oligoceno se observa un paleovalle incidido en condiciones climáticas lluviosas. B) Para el Mioceno temprano las condiciones se tornan áridas causando la depositación de las facies A1 y A2 correspondientes a las Gravas de Atacama. C) Desde el Mioceno medio se depositan las facies distales A3, A4 y A5 y pedimentan todas las facies sellando las Gravas de Atacama en la CC a los 6 Ma. Tomada de Nalpas *et al.* (2008). 15

Figura N°3.1 Ejemplo de SCM. A) Modelo de elevación digital (DEM). B) Mapa de pendiente con valores < 15°. C) Mapa de rugosidad sin valores anómalos. D) SCM sin eliminar celdas que no constituyen terrazas marinas. Tomada de Bowles y Cowgill, (2012). 18

Figura N°3.2 Ubicación de los perfiles *swath*. *Box* rojo: área considerada para cada perfil. 20

Figura N°3.3 Ilustración teórica del comportamiento grafico de los *knickpoints*. *ks down* y *up*: hace referencia a aguas abajo y aguas arriba. *Acr*: zona de transición entre red fluvial y flujos coluviales. Modificada de Neely *et al.* (2017). 22

Figura N°3.4 Diagrama secuencial que ilustra los comandos utilizados para la obtención de los *knickpoints* con el código PPS (modificado de Schawanghart *et al.*, 2021) de la herramienta *TopoToolbox* en el software MATLAB. 23

Figura N°3.5 Ventana de comando del apartado *KsnProfiler* en la herramienta TAK (Forte y Whipple, 2019). Se pueden observar los parámetros y variables seleccionadas para la clasificación de *knickpoints*. 24

Figura N°3.6 Ventana de comando del apartado *KsnChiBatch* en la herramienta TAK (Forte y Whipple, 2019). Se pueden observar los parámetros y variables seleccionadas para la obtención de *ksn*. 25

Figura N°3.7 Esquema teórico de mapas chi (χ maps). A: Dos cuencas hidrográficas en estado de equilibrio, en la cual la divisoria de aguas permanece estacionaria. B: Dos cuencas hidrográficas en desequilibrio, en donde se puede observar la dirección (derecha) en que migra la divisoria de aguas. Modificada desde Willet <i>et al.</i> (2014).....	26
Figura N°3.8 Apartado <i>KsnChiBatch</i> en la herramienta TAK (Forte y Whipple, 2019). Se pueden observar los parámetros y variables seleccionadas para la obtención de χ	27
Figura N°3.9 Mapa sector cuenca Pan de Azúcar. Localización de análisis de facies y <i>knickpoints</i>	29
Figura N°4.1. Mapa SCM. Distribución de las superficies de pedimentación obtenidas con la metodología SCM (modificada de Bowles y Cowgill, 2012). A, B y C constituyen una selección representativa de los tres dominios (Este, NO y SO). Fallas modificadas de SERNAGEOMIN, (2002).....	32
Figura N°4.2 Topografía de algunas superficies SCM en sectores representativos de los tres dominios (Este, NO y SO). A) Superficie fondo de valle. B) Superficie interfluvios. C) Superficie planicie costera.	34
Figura N°4.3 Perfiles <i>swath</i> . Comportamiento de las elevaciones mínimas (línea verde), medias (línea azul) y máximas (línea café), como también lo que representa el relieve (color gris) en cada perfil <i>swath</i> . Flecha: predominio litológico sustrato rocoso. Elipse roja: ubicación relativa del SFA a elevaciones medias. Geología modificada de SERNAGEOMIN, (2002).....	37
Figura N°4.4 Mapa ubicación de <i>knickpoints</i> en los dominios NO y SO. Fallas modificadas de SERNAGEOMIN, (2002).....	39

Figura N°4.5 Mapa de índice de empinamiento normalizado (ksn). Distribución espacial de valores ksn según rango de valores. Fallas modificadas de SERNAGEOMIN, (2002).	42
Figura N°4.6 Mapa índice χ . Las elipses indican los dos rasgos que se describen en el texto. Fallas modificadas de SERNAGEOMIN, (2002).	44
Figura N°4.7 <i>Zoom</i> zonas representativas. 1 y 2 constituyen sectores del dominio Este en donde se evidenció un desequilibrio significativo de la divisoria de aguas. Dado el rango amplio de valores, no todos relejan diferencia de color en sus divisorias de aguas, sin embargo, sus valores absolutos se corroboraron en el software al momento de trazar la flecha gris. Ejemplo ilustrativo tomado desde Willet <i>et al.</i> (2014).	45
Figura N°4.8 Cuenca Pan de Azúcar. Ubicación de los <i>knickpoints</i> , red de drenaje, columnas estratigráficas, SCM, rangos de valores ksn y dataciones radiométricas. Perfil transversal (Figura N°5.4). Red de drenaje jerarquizada según Strahler, (1952).	46
Figura N°4.9 Tramas litofacies. Gcm: gravas masivas clasto soportado. Gcn: gravas con gradación normal clasto soportado. Gh: gravas con estratificación horizontal. Sm: arenas masivas. Sh: arenas con estratificación horizontal. P: paleosuelo (yeso). Toba: ceniza blanca vítrea – cristalina. Litofacies modificada de Horton y Schmitt, (1996) y Miall, (1996).	47
Figura N°4.10 Columnas estratigráficas 1 y 2. Realizadas en el tributario sur cercano al <i>knickpoint</i> 18. Se incorporó el código de litofacies (modificada de Horton y Schmitt, 1996 y Miall, 1996) a cada nivel sedimentario de las columnas.	48
Figura N°4.11 Columna estratigráfica 3. Realizada en el tributario centro cercano al <i>knickpoint</i> 17. Se incorporó el código de litofacies (modificada de Horton y Schmitt, 1996 y Miall, 1996) a cada nivel sedimentario de la columna.....	49

Figura N°4.12 Columnas estratigráficas 4 y 5. Realizadas en el tributario norte cercano al <i>knickpoint</i> 16. Se incorporó el código de litofacies (modificada de Horton y Schmitt, 1996 y Miall, 1996) a cada nivel sedimentario de las columnas.	51
Figura N°4.13 Asociaciones de facies A1, A2, A3 y A4 y ambiente depositacional. Modificada de Nalpas <i>et al.</i> (2008).....	53
Figura N°5.1 Ilustración cíclica de modelos de denudación. A: Modelo de Davis. B: Modelo de King. Extraído y modificado de Summerfield, (1991) y Orme, (2007).	55
Figura N°5.2. Mapa topográfico (SCM), morfométrico (<i>knickpoints</i> y <i>ksn</i>) y geológico. Se indican afloramientos de unidades geológicas discutidas en el texto (tomadas de SERNAGEOMIN, 2002).	57
Figura N°5.3. Mapa topográfico (SCM), morfométrico (<i>knickpoints</i> y <i>ksn</i>) y geológico. Se indican afloramientos de unidades geológicas discutidas en el texto (tomadas de SERNAGEOMIN, 2002).	58
Figura N°5.4 Perfil transversal cuenca Pan de Azúcar. Ubicación de las columnas estratigráficas y sus respectivas asociaciones de Facies. Obtenida desde Google Earth.	60
Figura N°5.5. Propuesta esquemática para la evolución del paisaje. Flechas negras: exhumación o basculamiento. Nubes y sol: representación climática. Modificado de Garrido, (2009).....	63

Índice de tablas

Tabla N°3.1 Clasificación de litofacies. Tabla descriptiva para el análisis de facies aluvial en las Gravas de Atacama. Modificada de Horton y Schmitt, (1996) y Miall, (1996). ...30

Tabla N°4.1 Registro de *knickpoints*. Datos del quiebre, elevación a la que se encuentra y distancia hacia la desembocadura de cada *knickpoint*.....40

CAPÍTULO I: Introducción

1.1. Problema de investigación

La Cordillera de la Costa (CC) entre Taltal (25°30' S) y Puerto Viejo (27°20' S) constituye una cadena montañosa con orientación norte – sur y elevación máxima alrededor de los 2000 m sobre el nivel del mar. Su principal característica estructural es el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), el cual constituye un conjunto de fallas discontinuas y superpuestas subparalelas al margen continental. El SFA contiene tres ramas principales (Oeste, Central y Este) que segmentan morfométricamente la CC en un dominio Oeste y Este (CCO y CCE), segmentación interpretada mediante un análisis de las curvas e integrales hipsométricas en las cuencas tributarias de orden 2 de la Quebrada Salitrosa (26°50' S) (Riquelme *et al.*, 2003). Riquelme *et al.* (2003) deducen que desde el Mioceno medio hasta la actualidad existe una preponderancia de la incisión en las cuencas ubicadas en la CCO, mientras que las que se encuentran en la CCE estarían siendo rellenadas por sedimentos. El límite entre ambos bloques lo constituye la rama Este del SFA.

Entre los 27° y 32° S se exponen amplios remanentes de pedimentos en la CC. Corresponden a superficies casi planas que resultan de un balance entre la alteración del sustrato y transporte de sedimentos. Representan un marcador geomorfológico a escala regional para comprender el grado de incisión, degradación y evolución del paisaje (Sillitoe *et al.*, 1968; Paskoff, 1970; Mortimer, 1973; Alpers y Brimhall, 1988; Montgomery *et al.*, 2001; Riquelme *et al.*, 2003, 2007; Nishiizumi *et al.*, 2005; Schlunegger *et al.*, 2006; Strudley y Murray, 2007; Kober *et al.*, 2007, 2009; Farias *et al.*, 2008; Nalpas *et al.*, 2008; Placzek *et al.*, 2009). Su desarrollo clásicamente se ha asociado a condiciones de relativa quiescencia tectónica y ambientes climáticos áridos (Aguilar *et al.*, 2013), sin embargo, dado el grado de incisión que estas preservan, aquel desarrollo continúa siendo un tema de debate.

Si bien Riquelme *et al.* (2003) proponen que la CC desde el Mioceno medio hasta la actualidad experimenta un alzamiento diferencial representado en una CCO y CCE, el autor de esta tesis mediante una observación foto-interpretativa a gran escala de cómo se distribuyen las superficies de baja pendiente y rugosidad en la CC, pudo inferir una posible desorganización N - S del comportamiento topográfico a lo largo del dominio Oeste. Por lo que, para comprender la evolución del paisaje en la Cordillera de la Costa y el rol del SFA en la dinámica del comportamiento erosivo, en esta tesis ampliamos el estudio topográfico y morfométrico incorporando un área de estudio más extensa y metodologías nuevas como: Modelo de Clasificación de Superficies (SCM) para identificar niveles de pedimentación y, análisis de indicadores morfométricos *knickpoints*, k_{sn} y χ para toda la red de drenaje. Complementado con un análisis de facies aluvial de las unidades sedimentarias que constituyen niveles de base antiguos y afloran en la cuenca Pan de Azúcar.

1.2. Hipótesis

La evolución del paisaje en la Cordillera de la Costa desde el Neógeno estaría controlado a escala regional por el Sistema de Fallas de Atacama. El cambio de rumbo general que presenta el SFA a los 26°20' S, desde ~ N90° a NO, segmentaría latitudinalmente los patrones del paisaje en un dominio Noroeste (NO) (25°30' S – 26°20' S) y dominio Suroeste (SO) (26°20' S – 27°20' S) correspondientes al dominio Oeste. El paisaje actual contenido en el dominio SO responde a un rejuvenecimiento areal mayor si se compara con el dominio NO. Su segmentación se debe a variaciones locales en las características estructurales heredadas que se encuentran en los distintos sustratos rocosos que componen la Cordillera de la Costa.

1.3. Objetivo General

Reconstruir la evolución del paisaje en la Cordillera de la Costa entre Taltal y Puerto Viejo durante el Neógeno – Cuaternario e interpretar los factores geológicos que controlaron esta evolución.

1.4. Objetivos Específicos

1. Caracterizar cuantitativamente como varia en el espacio el paisaje de toda la zona de estudio a través de su topografía y redes de drenaje.
2. Caracterizar estratigráfica y sedimentológicamente las unidades sedimentarias del Neógeno – Cuaternario que constituyen niveles de base antiguos en la cuenca Pan de Azúcar y correlacionarlas con las descritas para el resto de las cuencas de orden similar que se hallan en la zona de estudio.
3. Proponer una secuencia de evolución temporal para los procesos de alzamiento/subsidencia y sedimentación que ocurrieron desde el Neógeno hasta la actualidad en la Cordillera de la Costa.

1.5. Metodología general

A continuación, se describe de manera general los métodos utilizados para cumplir cada objetivo específico. En el CAPÍTULO III se detalla la teoría, procedimientos y parámetros utilizados.

- Construir y analizar un SCM (modelo de clasificación de superficies) en toda la zona de estudio.

- Construir y analizar 4 perfiles *swath* con dirección oeste – este (horizontal).
- Determinar y analizar *knickpoints*, índice k_{sn} y χ para toda la red de drenaje en la CC.
- Analizar la facies aluvial y paleoambiente de las unidades sedimentarias del Neógeno – Cuaternario que se hallan en la cuenca Pan de Azúcar.
- Analizar en las cartas geológicas del SERNAGEOMIN 1:100.000 la descripción de las unidades sedimentarias del Neógeno – Cuaternario que se hallan en las demás cuencas de la zona de estudio y correlacionarlas según sus características geológicas y geomorfológicas con las descritas en la cuenca Pan de Azúcar.
- Analizar complementariamente las evidencias topográficas, morfométricas y de facies para identificar y proponer la sucesión temporal de eventos que ocurrieron en la evolución del paisaje.

1.6. Área de estudio: ubicación y accesos

La Figura N°1.1 muestra la zona de estudio. Se encuentra delimitada en la costa norte por la localidad de Taltal (25°30' S), mientras que por el sur con la localidad de Puerto Viejo (27°20' S). Desde la costa hacia el este, el polígono se extiende hasta 69°50' W. La unidad morfoestructural que abarca principalmente es la Cordillera de la Costa, sin embargo, en ciertas zonas se observan partes de la Depresión Central o Precordillera. El análisis de facies se llevó a cabo en afloramientos sedimentarios de la cuenca Pan de Azúcar (puntos azules en Figura N°1.1). Desde Copiapó hasta Chañaral, la vía de acceso recomendable es la ruta – 5 (línea roja en Figura N°1.1).

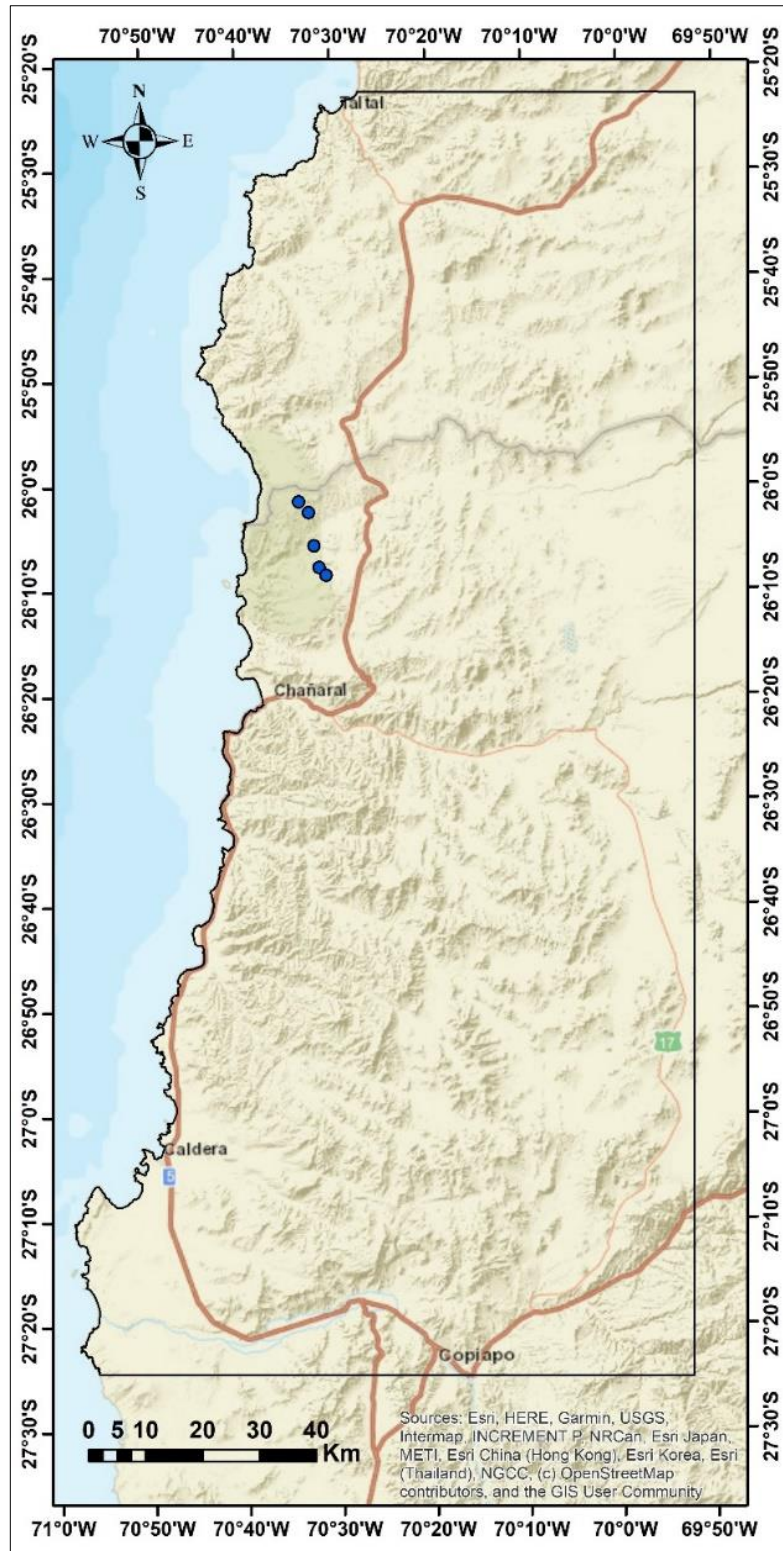


Figura N°1.1 Mapa de la zona de estudio. Polígono con borde negro: zona de estudio. Polígono verde musgo: Parque Nacional Pan de Azúcar. Punto azul: ubicación análisis de facies dentro la cuenca Pan de Azúcar. Línea roja: rutas de acceso.

CAPÍTULO II: Marco Geológico

2.1. Marco Tectónico

Las unidades morfoestructurales que se observan actualmente en los Andes Centrales se vienen configurado desde el Paleógeno tardío (Charrier *et al.*, 2007). La deformación del Antearco comenzó en el Eoceno medio, al final de un episodio de aumento en la tasa de convergencia (Pardo-Casas y Molnar, 1987) que coincide con la fase Incaica principal (Charrier y Vicente, 1972; Coira *et al.*, 1982; Cornejo *et al.*, 2003). Luego, el desplazamiento relativo entre las placas oceánica y continental fue casi paralelo al margen continental y la tasa de convergencia disminuyó hasta los 25 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987). A partir de los 25 Ma se inició la división de la placa Farallon en las placas de Nazca y Cocos (ver Figura N°2.1a), luego un aumento en la tasa de convergencia hasta los 12 Ma y, posteriormente, un reajuste en la oblicuidad de subducción a $\sim N80^{\circ}E$ con respecto al margen continental (Yáñez *et al.*, 2002). Por último, el régimen de convergencia comienza a disminuir desde los 11 Ma hasta la actualidad (Figura N°2.1b).

La zona de estudio se halla mayoritariamente en el segmento andino con subducción normal, segmento donde la placa de Nazca actualmente subduce bajo la placa Sudamericana con un ángulo relativamente constante entre los 25° y 30° . Sin embargo, desde $27^{\circ} S$ hasta los $33^{\circ} S$ (segmento *flat slab*), la placa de Nazca entre los 100 y 200 km de profundidad disminuye su ángulo de subducción hasta aproximadamente 10° debido a la incorporación de montes submarinos (*ridge* asísmico Juan Fernández), lo que conlleva a un aumento de flotabilidad en la placa (Jordan *et al.*, 1983; Cahill y Isacks, 1992; Yáñez *et al.*, 2001).

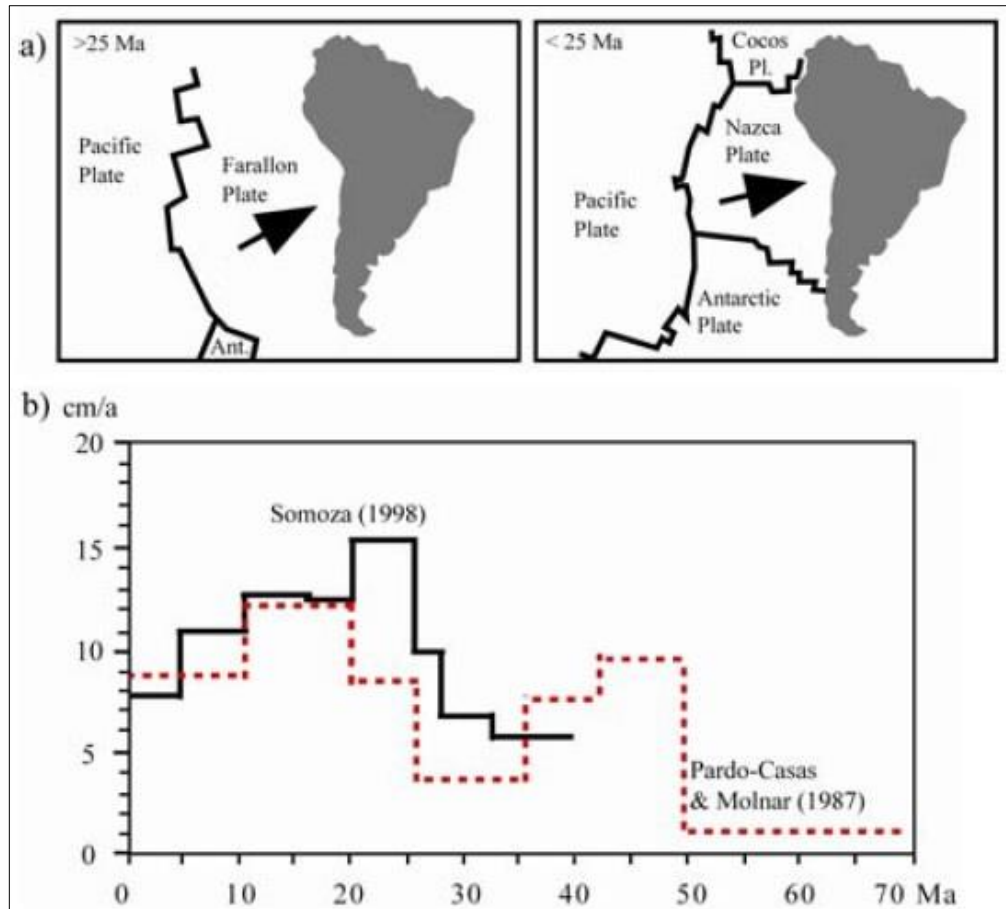


Figura N°2.1 Contexto tectónico y de convergencia. A) Ilustración del contexto tectónico respecto a la ruptura de la placa Farallon a los 25 Ma. B) Evolución de la tasa de convergencia de placas durante el Cenozoico: línea roja: Pardo-Casas y Molnar, (1987) y línea negra: Somoza, (1998). Tomada desde Rodríguez, (2008).

2.2. Marco Climático

Diversos trabajos sugieren distintos inicios para el cambio desde condiciones de aridez a hiperaridez durante el Neógeno. Estudios de mineralización supérgena en el desierto de Atacama (Bouzari y Clark, 2002; Arancibia *et al.*, 2006) sugieren que las condiciones climáticas cambiaron durante el Mioceno medio. Reich *et al.* (2009) proponen que el cambio comenzó durante el Mioceno medio de manera gradual y seguido de dos eventos, uno en Mioceno superior y otro en el Plioceno, siendo esta última época coincidente con lo planteado por Hartley y Chong, (2002). Estudios relacionados a isótopos cosmogónicos estables ^{21}Ne en superficies pedimentadas que se hallan en la Cordillera de la Costa,

señalan la existencia de condiciones climáticas de hiperaridez desde los 25 Ma (Dunai *et al.*, 2005; Carrizo *et al.*, 2008). Dado que no existe un consenso de edad para el cambio en las condiciones climáticas de aridez a hiperaridez, para este estudio se consideró lo propuesto por Reich *et al.* (2009).

El clima en la actualidad se define como desértico costero con nublados abundantes. Se caracteriza por una nubosidad abundante que ingresa por las quebradas y se mantiene hasta el mediodía (Fuenzalida, 1965). En la Figura N°2.2 se muestra una imagen tomada desde el mirador Las Lomitas ubicado en el Parque Nacional Pan de Azúcar, en donde se puede apreciar las condiciones climáticas.



Figura N°2.2 Fotografía del sector Las Lomitas dentro del Parque Nacional Pan de Azúcar. Se aprecia como la nubosidad choca con el farellón costero e ingresa por las quebradas.

2.3. Geología del área de estudio

En la Cordillera de la Costa afloran rocas metamórficas, intrusivas y sedimentarias paleozoicas que durante el Jurásico inferior – Cretácico inferior constituyeron el basamento del arco magmático. Este se desarrolló en el SFA, donde se emplazaron grandes complejos plutónicos y sucesiones volcánicas (García, 1967; Godoy y Lara, 1998). La Figura N°2.3 muestra la geología regional de la zona de estudio, modificada del Mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002). La asociación de unidades geológicas se hizo según bloques que representan ciclos o eventos geológicos propuestos por Charrier *et al.* (2007). La descripción litológica se basó según las cartas geológicas escala 1:100.000 disponibles en el área (Bahía Isla Blanca y Taltal, Cerro del Pingo, Cifuncho, Chañaral y Diego de Almagro, Puerto Flamenco, Quebrada Salitrosa, Caldera y Copiapó).

Considerando lo expuesto en el mapa geológico de la Figura N°2.3 (modificado de SERNAGEOMIN, 2002), las franjas de unidades litológicas muestran una orientación predominantemente N - S, donde se observa que la edad de estos rasgos disminuye desde oeste a este (Brown *et al.*, 1993; Grocott *et al.*, 1994; Dallmeyer *et al.*, 1996; Taylor *et al.*, 1998). Las principales unidades que constituyen el sustrato rocoso de la CC son: 1) Unidades metasedimentarias del Devónico (modificado de SERNAGEOMIN, 2002) que representa una asociación petrotectónica principalmente metaturbidítica con facies de *mélange* e incluye al Complejo Epimetamórfico Chañaral (Bell, 1987; Godoy y Lara, 1998). 2) Unidades volcano-sedimentarias del Triásico – Cretácico (modificado de SERNAGEOMIN, 2002) que constituyen principalmente lavas basálticas - andesíticas con intercalaciones clásticas marino - continental e incluye las formaciones Agua Chica, Cifuncho, Pan de Azúcar, La Negra, Grupo Punta del Cobre, Aeropuerto, Grupo Chañarillo y Bandurrias entre otras. 3) Unidades intrusivas del Carbonífero – Cretácico (modificado de SERNAGEOMIN, 2002) de composición sienogranítica a diorítico e incluye los complejos plutónicos Cifuncho, Pan de Azúcar, Flamenco, Las Animas y La Brea entre otros.

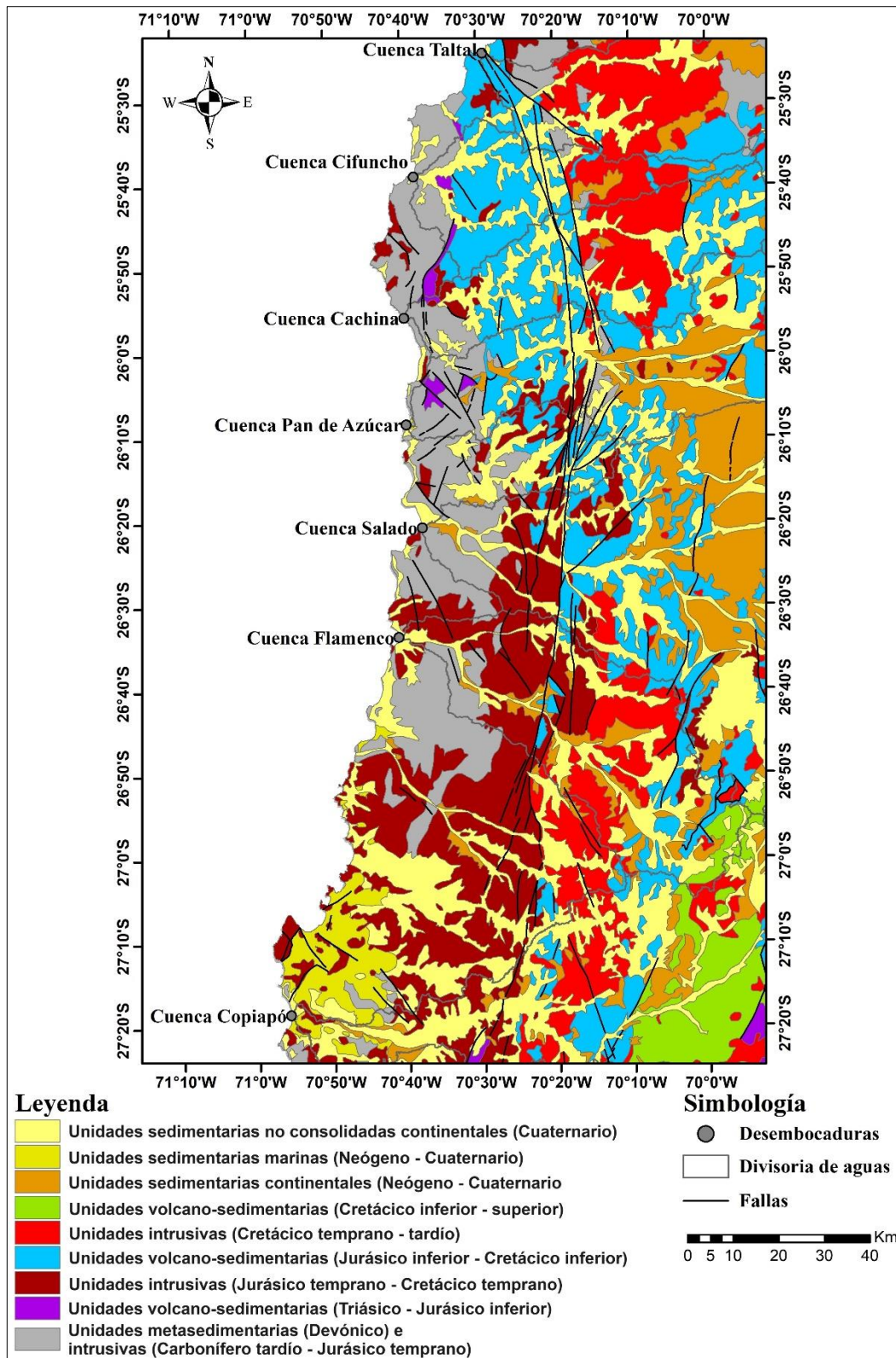


Figura N°2.3 Mapa de geología regional para el área de estudio. Se indican la desembocadura y divisoria de aguas de las cuencas principales. Modificado de SERNAGEOMIN, (2002).

Sobre las unidades geológicas del Devónico - Cretácico (modificado de SERNAGEOMIN, 2002) que componen el sustrato rocoso, se disponen en discordancia angular los depósitos semi consolidados denominadas Gravas de Atacama del Mioceno inferior – medio (Godoy y Lara, 1998; Contreras *et al.*, 2013). Constituye una sucesión de gravas y arenas de color marrón, moderadamente a bien consolidadas, con intercalaciones delgadas de cenizas volcánicas y cenizas retrabajadas de color blanco datada en ~ 6 Ma (Godoy y Lara, 1998). La sucesión se encuentra parcialmente cementada por nitratos y/o carbonatos. Se habría depositado en un ambiente mixto de distinta energía, que varían longitudinalmente de ambientes fluviales en la DC a lagunares o *playa - lake* en la CC (Contreras *et al.*, 2013). Esta sucesión respondió a procesos de alzamiento y erosión relacionados con la Cordillera de Domeyko (Mortimer, 1973; Cornejo *et al.*, 1993; Mpodozis *et al.*, 1995; Riquelme *et al.*, 2003). Posterior a su depositación, la parte superior de esta unidad sufrió procesos de pedimentación relacionado al Pediplano de Atacama (Clark *et al.*, 1967; Mortimer, 1973; Paskoff y Naranjo, 1979; Riquelme, 2003).

Además, sobre las Gravas de Atacama se han descrito depósitos aluviales antiguos Mioceno superior – Plioceno (Contreras *et al.*, 2013). Constituye una sucesión de gravas y arenas, moderada a pobremente consolidadas, con intercalación delgada de cenizas riolíticas datada en ~ 3 Ma (Godoy y Lara, 1998) que en ocasiones presenta retrabajo. Afloran como abanicos aluviales que conforman grandes planicies de baja pendiente, cortadas por la red de drenaje actual y que es asociado a eventos torrenciales ocasionales. Se apoya en discordancia de erosión sobre las unidades rocosas paleozoicas y mesozoicas. Su relación de contacto con las Gravas de Atacama varía desde discordancia de erosión cuando se encuentra en cauces antiguos (colgados) a pseudoconcordancia en zonas llanas, con un probable hiatus depositacional (Contreras *et al.*, 2013). Por último, esta sucesión se encuentra cubierta y erosionada por los depósitos aluviales y coluviales del Pleistoceno – Holoceno, mostrando una compleja interacción entre ambas unidades (Espinoza *et al.*, 2014).

En el área de estudio se reconocen evidencias de deformaciones superpuestas producidas por diferentes eventos ocurridos desde el Paleozoico hasta el Neógeno (Bell,

1984; Naranjo y Puig, 1984; Hervé, 1987; Grocott y Taylor, 2002; Riquelme *et al.*, 2003). Existen tres estructuras de mayor envergadura, el Sistema de Fallas Tigrillo (SFT) responsable del contacto entre las unidades paleozoicas con las mesozoicas durante el Triásico – Jurásico medio, el Sistema de Fallas Noroeste (SFNW) que forma un arreglo dominó y coloca en contacto el Complejo Epimetamórfico de Chañaral con la Formación Cifuncho durante el Jurásico medio – tardío y, el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) (Contreras *et al.*, 2013; Espinoza *et al.*, 2014). El SFA a esta latitud corresponde al denominado segmento El Salado (Arabasz, 1971) que registra actividad sinistral datado durante el Cretácico temprano (Espinoza *et al.*, 2014). Además, evidencias sedimentarias que rellenan la cuenca del río El Salado y se encuentran incididos, sugieren que desde el Mioceno medio el SFA se encuentra acomodando el alzamiento de la CC (Riquelme *et al.*, 2003). En la actualidad, en el paisaje se observan numerosas trazas subparalelas de rumbo N - S, las cuales constituyen escarpes discontinuos interrumpidos por valles transversales provenientes de la Precordillera.

2.4. Marco Geomorfológico

La Cordillera de la Costa al oeste limita con el acantilado costero, constituye un rasgo morfoestructural inactivo de la plataforma de abrasión marina emergida (Quezada *et al.*, 2010) y se observa prioritariamente desde los 27° S hacia el sur. Mientras que hacia el límite este de la CC, se encuentran los inicios de la Depresión Central o Precordillera. La Figura N°2.4 muestra las cuencas principales que constituyen valles transversales con cabeceras que se desarrollan en la Precordillera tales como Taltal, Pan de Azúcar, Salado y Copiapó. Además de cuencas de menor orden que poseen sus cabeceras en la CC tales como Cifuncho y Flamenco.

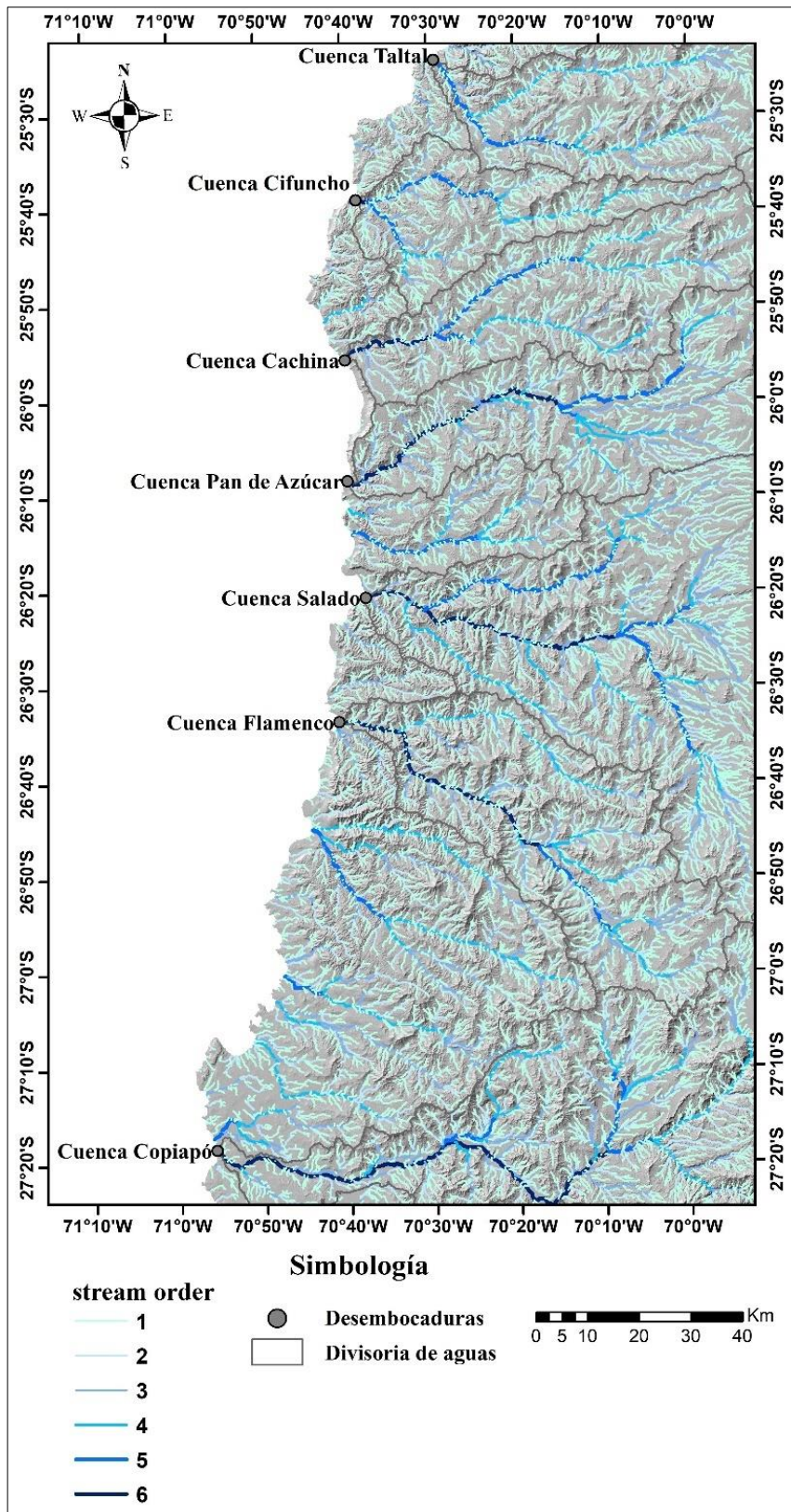


Figura N°2.4 Red de drenaje y topografía de la zona de estudio. Red de drenaje (*stream order*) jerarquizada según Strahler, (1952).

A continuación, se exponen dos propuestas evolutivas sobre el desarrollo geomorfológico para la cuenca del río El Salado. Según Riquelme *et al.* (2003), antes del Mioceno medio en el Antearco existía un paisaje incidido (ver Figura N°2.5a). Luego durante el Mioceno medio – superior las Gravas de Atacama rellenan la DC y gradan lateralmente a depósitos tipo *playa - lake* a la CCE dado la barrera geográfica que constituye el alzamiento mayor de la CCO versus la CCE (ver Figura N°2.5b). Seguido a los episodios de agradación en la DC y CCE e incisión en la CCO, se registra un evento de pedimentación que marca el fin del nulo acceso al mar por parte de los ríos que fueron bloqueados. Por último, ocurre un evento de incisión generalizado que afectó al Antearco (ver Figura N°2.5c).

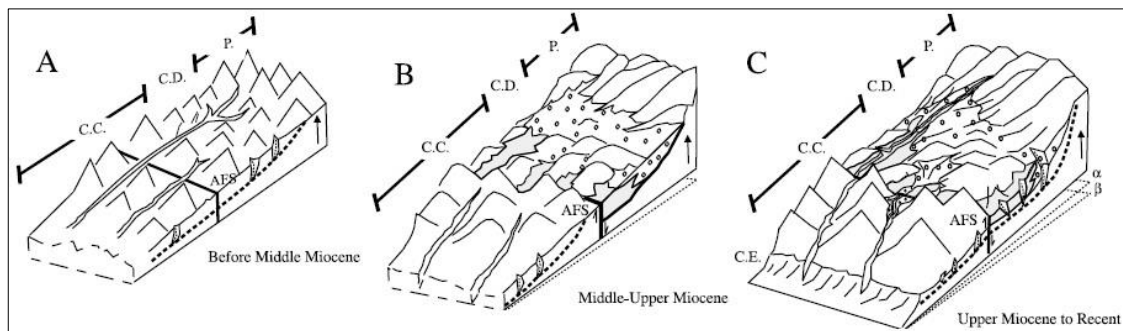


Figura N°2.5 Evolución geomorfológica del Antearco para el Cenozoico tardío (Riquelme *et al.*, 2003). A) El Antearco evidencia una incisión del paleovalle antes del Mioceno medio (Maksaev y Zentilli, 1999). B) Dado el basculamiento del Antearco en un ángulo α y el alzamiento mayor de la CCO, se depositan las Gravas de Atacama en la DC y CCE. Luego ocurre un evento de pedimentación C) A consecuencia de un segundo basculamiento del Antearco (β), se desarrolla otro evento incisivo. Tomada de Riquelme *et al.* (2003).

Para Nalpas *et al.* (2008), durante el Eoceno - Oligoceno temprano el alzamiento y exhumación de la Precordillera desencadenó una incisión profunda del paleovalle (Maksaev y Zentilli, 1999; Nalpas *et al.*, 2005), acompañado de precipitaciones intermitentes y relativamente altas a los 34 Ma, 25 Ma y 20 Ma (ver Figura N°2.6a) (Alpers y Brimhall, 1988; Dunai *et al.*, 2005; Hinojosa, 2005; Arancibia *et al.*, 2006). El aumento progresivo de la aridez durante el Mioceno temprano (Hinojosa, 2005) indujo una caída en la capacidad de transporte fluvial, limitando la transferencia de masa al océano e iniciando la sedimentación/preservación de las asociaciones de facies proximales

de las Gravas de Atacama (A1 y A2 en Figura N°2.6b). Luego, se depositan las facies más distales (A3, A4, y A5 en Figura N°2.6c) y se desarrolla un evento de pedimentación que sella las Gravas de Atacama en la Cordillera de la Costa alrededor de los 6 Ma. La gradación lateral hacia el oeste de las asociaciones de facies que constituyen las Gravas de Atacama representa la transición desde ambiente aluvial (A1 y A2) a fluvial efímero (A3 y A4) y *playa - lake* (A5).

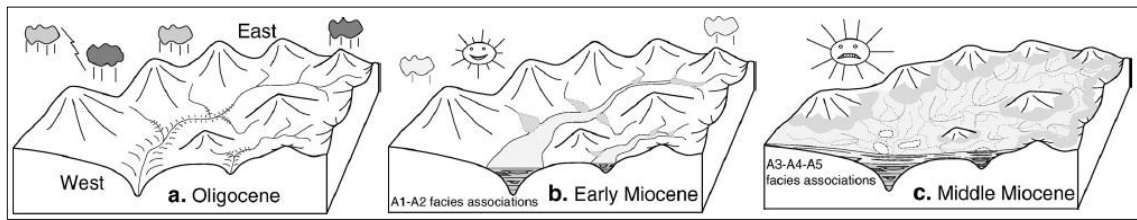


Figura N°2.6 Evolución geomorfológica del Antearco para el Cenozoico tardío (Nalpas *et al.*, 2008). A) Durante el Oligoceno se observa un paleovalle incidido en condiciones climáticas lluviosas. B) Para el Mioceno temprano las condiciones se tornan áridas causando la depositación de las facies A1 y A2 correspondientes a las Gravas de Atacama. C) Desde el Mioceno medio se depositan las facies distales A3, A4 y A5 y pedimentan todas las facies sellando las Gravas de Atacama en la CC a los 6 Ma. Tomada de Nalpas *et al.* (2008).

CAPÍTULO III: Metodología

Los métodos utilizados comprenden tanto técnicas de análisis topográfico y morfométrico de gran escala aplicadas a toda el área de estudio, como técnicas estratigráficas y sedimentológicas a menor escala aplicadas en los tributarios dentro de la cuenca Pan de Azúcar. A continuación, se describen los procedimientos y parámetros que se emplearon para cada una de las distintas metodologías.

3.1. Análisis topográfico

3.1.1. *Surface classification model (SCM)*

Consiste en un modelo de clasificación de superficies (SCM), en la que se combina linealmente valores normalizados de pendiente y rugosidad (ver Figura N°3.1) (Bowles y Cowgill, 2012). Su implementación principalmente ha sido en el reconocimiento de terrazas marinas (Bowles y Cowgill, 2012; Jara-Muñoz *et al.*, 2016). Sin embargo, también se puede aplicar al reconocimiento de superficies de pedimentación/agradación, ya que ambas se pueden identificar mediante sus características de pendiente y rugosidad.

Para la construcción de los mapas de pendiente y rugosidad (Bowles y Cowgill, 2012), se utilizó un modelo de elevación digital (DEM) del satélite SRTM con un tamaño de píxel de 30 x 30 m² y que fue procesado a través del software ArcGIS 10.5. En la generación del mapa de pendiente, con la herramienta *slope* se empleó una ventana móvil de 3 x 3 píxeles para calcular los valores de pendiente en cada celda del DEM (siguiendo la ecuación de Burrough y McDonnell, 1998). Con la herramienta *raster calculator* se eliminaron las celdas con valores de pendiente superior a 10°, ya que los pedimentos se caracterizan por presentar una inclinación menor o igual a 10° (Cooke, 1970; Cooke y Warren, 1973; Twidale, 1981; Dohrenwend y Parsons, 1994; Strudley y Murray, 2007;

Pelletier, 2010). En la herramienta *raster calculator*, se dividió el mapa de pendiente filtrado (≤ 10) por el valor de 10, normalizando sus datos en un rango de 0 a 1.

Para la construcción del mapa de rugosidad, con la herramienta *focal statistics* se empleó una ventana móvil de 3 x 3 píxeles para calcular la desviación estándar en cada celda del mapa de pendiente original (sin filtro y normalización). Con la herramienta *raster calculator* se eliminaron las celdas con valores anómalos (Frankel y Dolan, 2007) que estén por sobre 3.68 (total suma entre: desviación estándar y media de los datos). En la herramienta *raster calculator*, se dividió el mapa de rugosidad filtrado (≤ 3.68) por el valor de 3.68, normalizando sus datos en un rango de 0 a 1.

El SCM contempla la suma entre el mapa de pendiente y rugosidad normalizados, ambos con la mitad del peso de ponderación. Es decir, con la herramienta *raster calculator* se procedió a lo siguiente: $0.5 \times$ mapa pendiente normalizado + $0.5 \times$ mapa rugosidad normalizado. Como el rango de valores del mapa SCM van de 0 a 1, las celdas con valores cercanos a 0 constituyen ubicaciones espaciales con la menor pendiente y rugosidad. Para determinar potenciales terrazas marinas, Bowles y Cowgill, (2012) consideraron solamente las celdas con valores entre 0 a 0.3. Sin embargo, dado el apoyo foto-interpretativo de la distribución total de celdas en Google Earth y que el objetivo contempla pedimentos, se consideró aumentar el rango a 0.5. La eliminación de celdas con valores superiores a 0.5 se llevó a cabo con la herramienta *raster calculator*.

En paralelo, mediante ArcGIS y con el Mapa Geología Regional escala 1:1.000.000 (Figura N°2.4), se procedió a identificar y eliminar los polígonos que constituyen unidades no consolidadas fluvio - aluviales recientes del Cuaternario. Al conservar solamente los polígonos que constituyen el sustrato rocoso y las unidades sedimentarias consolidadas del Neógeno - Cuaternario, con la herramienta *extract by mask* se quitó del SCM filtrado (≤ 0.5) todas las celdas que se encontraban ubicadas en zonas que no representan un interés (planicie aluvial actual).

Según las características de pendiente y rugosidad en la topografía de la zona de estudio, cada celda que se visualiza en el mapa constituye una posible zona de pedimentación/gradación que representarían niveles de base antiguos (nivel base: punto más bajo hasta el cual un sistema fluvial puede erosionarse).

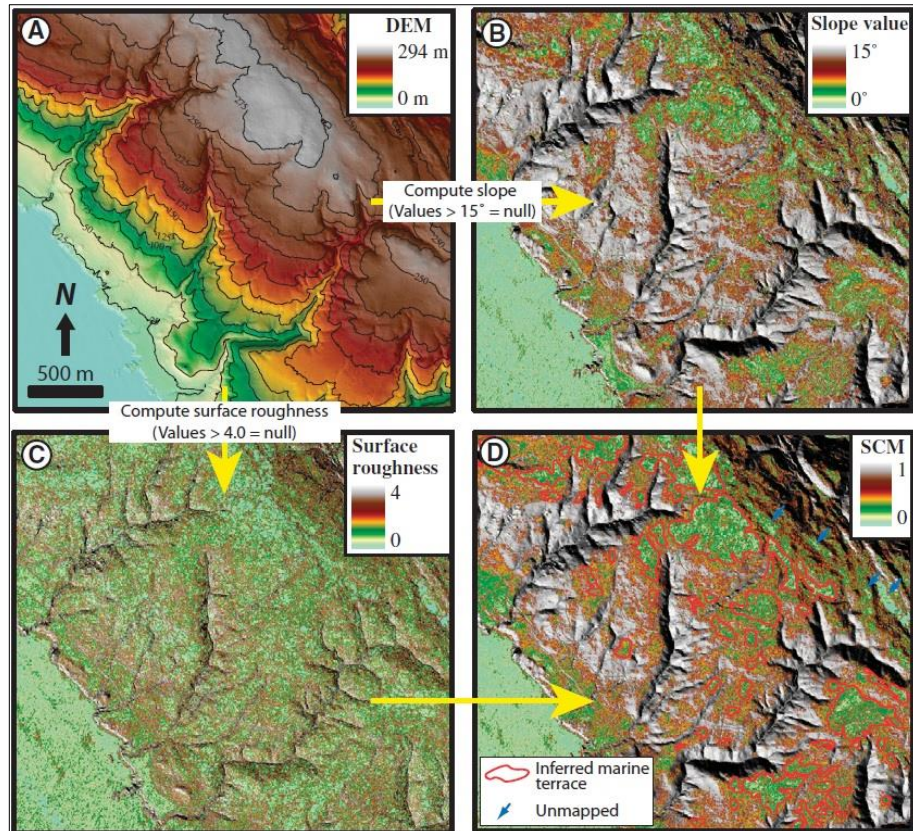


Figura N°3.1 Ejemplo de SCM. A) Modelo de elevación digital (DEM). B) Mapa de pendiente con valores < 15°. C) Mapa de rugosidad sin valores anómalos. D) SCM sin eliminar celdas que no constituyen terrazas marinas. Tomada de Bowles y Cowgill, (2012).

3.1.2. Perfiles *swath*

Consisten en perfiles topográficos proyectados igualmente espaciados dentro de una franja (Baulig, 1926; Tricart y Cailleux, 1958; Fielding *et al.*, 1994; D'Agostino *et al.*, 2001). Como resultado se obtiene gráficamente en cada tramo la elevación topográfica máxima, mínima y media (Pérez-Peña *et al.*, 2017). Proporcionan una visión general del

patrón topográfico de una región. Los perfiles *swath* se han utilizado ampliamente para caracterizar la topografía a escala regional (D'Agostino *et al.*, 2001; Riquelme *et al.*, 2003; Grohmann, 2005; Molin *et al.*, 2004, 2012; Scotti *et al.*, 2014; Azañon *et al.*, 2015).

Para la confección de los perfiles, se instaló en ArcGIS 10.5 un add-in llamado *SwathProfiler* (desarrollada por Pérez-Peña *et al.*, 2017). Como DEM se usó una SRTM de 30 x 30 m². Dado que el objetivo de este trabajo fue identificar una eventual segmentación del relieve topográfico en un dominio NO y SO, se confeccionaron en ArcGIS 4 *polylines* de rumbo O - E, con una separación vertical de 60 km entre cada una y, un punto de inicio y fin en común en el eje X. Como parámetro para cada perfil, en la herramienta *SwathProfiler* se asignó un ancho de análisis de 30 km por lado con respecto a la *polyline*. En la Figura N°3.2 se señaló mediante un *box* rojo el área que abarco cada perfil *swath* dentro de la zona de estudio. La edición de las imágenes obtenidas en *SwathProfiler* se llevó a cabo en el software PowerPoint.

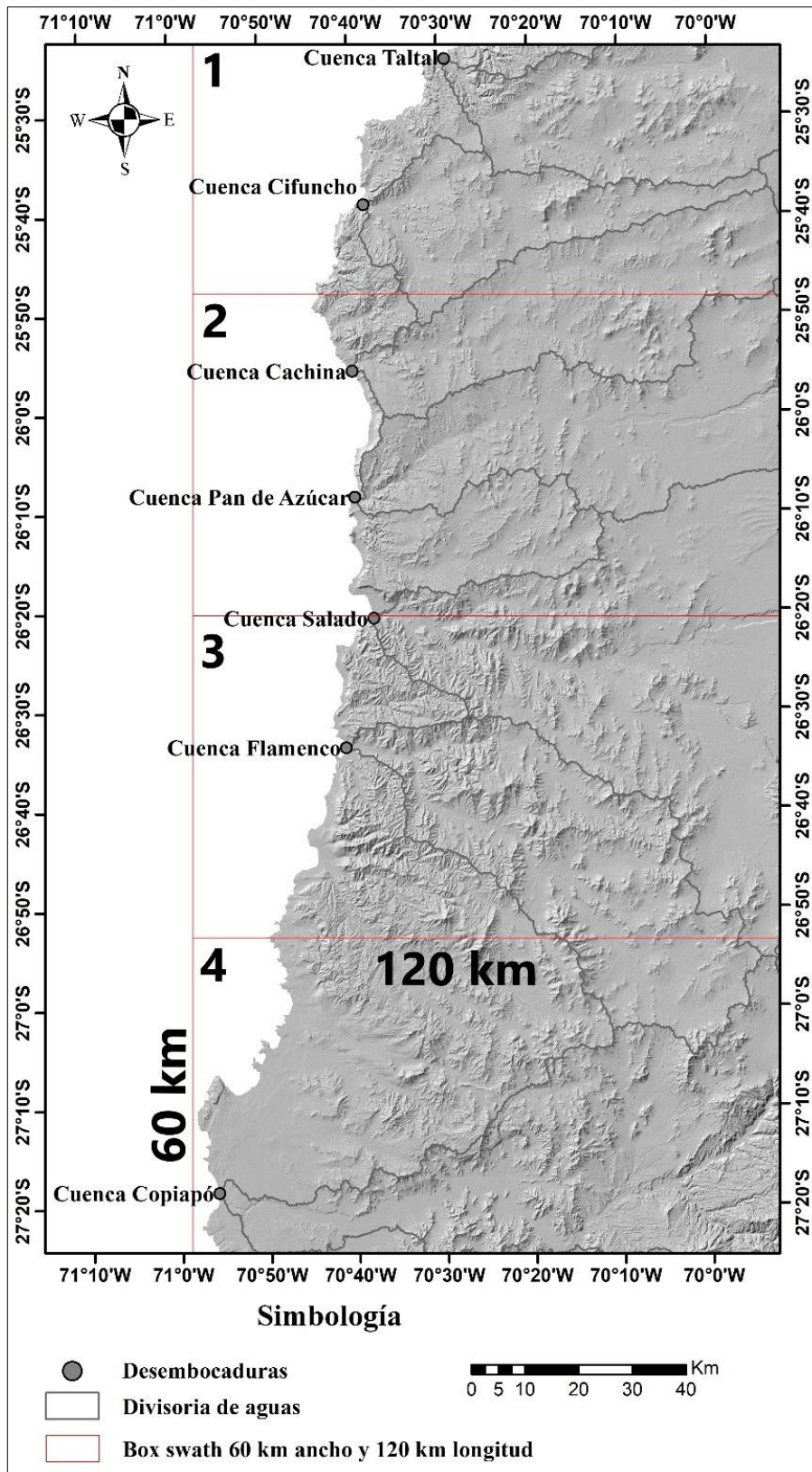


Figura N°3.2 Ubicación de los perfiles *swath*. Box rojo: área considerada para cada perfil.

3.2. Análisis morfométrico en redes de drenaje

3.2.1. Identificación de *knickpoints*

Según Kirby y Whipple, (2012) los *knickpoints* en sistemas fluviales erosivos se desarrollan en respuesta a una perturbación, constituyendo un límite entre las regiones aguas abajo que se están adaptando al nuevo cambio, y las regiones aguas arriba que aún conservan las características preexistentes del paisaje (Howard *et al.*, 1994; Crosby y Whipple, 2006). Convencionalmente, los *knickpoints* se han denominado como *Vertical - Step knickpoints* si el índice de empinamientos del canal (k_s) es idéntico aguas arriba y aguas abajo de una convexidad (Figura N°3.3a). Si el índice k_s experimenta un aumento sostenido aguas abajo de una convexidad, el *knickpoint* se denomina *Slope - Break knickpoints* (Kirby y Whipple, 2012) (Figura N°3.3b). Mientras que durante la migración de un *knickpoint* aguas arriba o, si varios *knickpoints* están espaciados muy juntos, se puede formar una *Knickzone*, en donde el índice k_s aumenta progresivamente hacia la desembocadura de la cuenca o la siguiente confluencia río abajo con un canal más grande (Lague, 2014) (Figura N°3.3c).

Los *knickpoints* pueden evolucionar a características móviles que migran aguas arriba a través de una red de drenaje o características fijas ancladas en el espacio. La gran mayoría de los *Vertical - Step knickpoints* tienden a estar relacionados con heterogeneidades discretas a lo largo del perfil longitudinal, tales como segmentos de canales empinados con presencia de deslizamientos, flujo de detritos en uniones de afluentes y/o sustratos localmente resistentes (Kirby *et al.*, 2003; Korup, 2006; Kirby y Whipple, 2012). Estos *knickpoints* no suelen tener directa relación con la tectónica (Korup *et al.*, 2010). Los *Slope - Break knickpoints* típicamente se desarrollan en respuesta a cambios persistentes ya sea espacial o temporal y desempeñan un rol fundamental en la interpretación de la tectónica en paisajes erosivos (Wobus *et al.*, 2006; Kirby y Whipple, 2012).

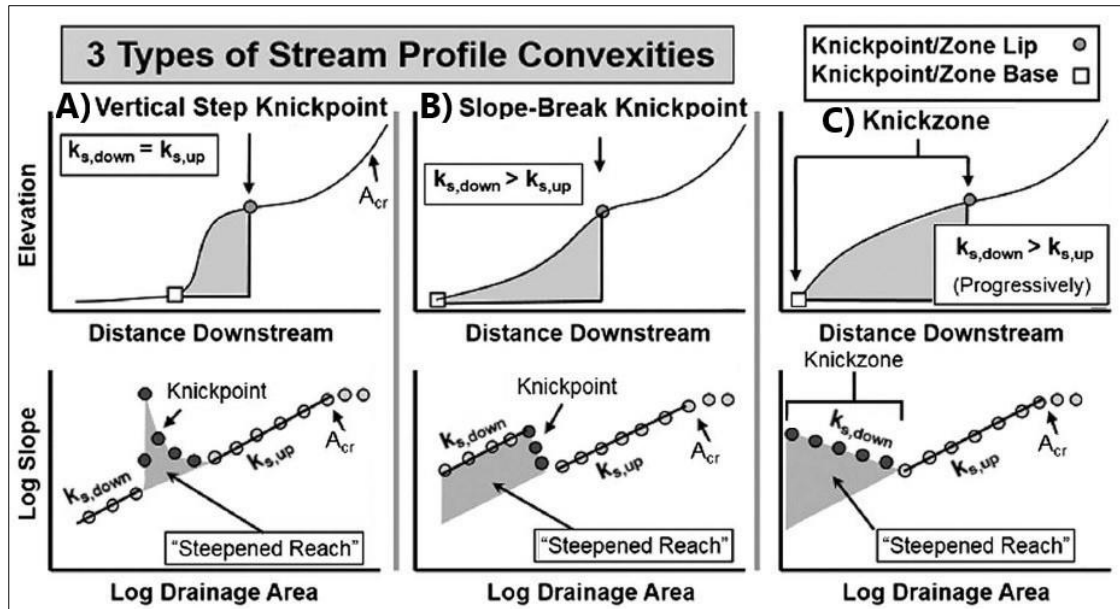


Figura N°3.3 Ilustración teórica del comportamiento gráfico de los *knickpoints*. $k_{s,down}$ y $k_{s,up}$: hace referencia a aguas abajo y aguas arriba. A_{cr} : zona de transición entre red fluvial y flujos coluviales. Modificada de Neely *et al.* (2017).

Para la obtención de los *knickpoints*, se ejecutó en Matlab las herramientas de análisis topográfico de *TopoToolbox*, en particular el código *Point Pattern on Stream* (PPS) creado por Schwanghart *et al.* (2021) (Figura N°3.4), que implementó métodos de análisis de patrones de puntos en las redes de drenaje. Como salto de elevación en el perfil longitudinal de cada red de drenaje, por criterios de escala se consideraron solamente los *knickpoints* mayores a 75 m. La imagen DEM que se usó fue una SRTM de 30 x 30 m².

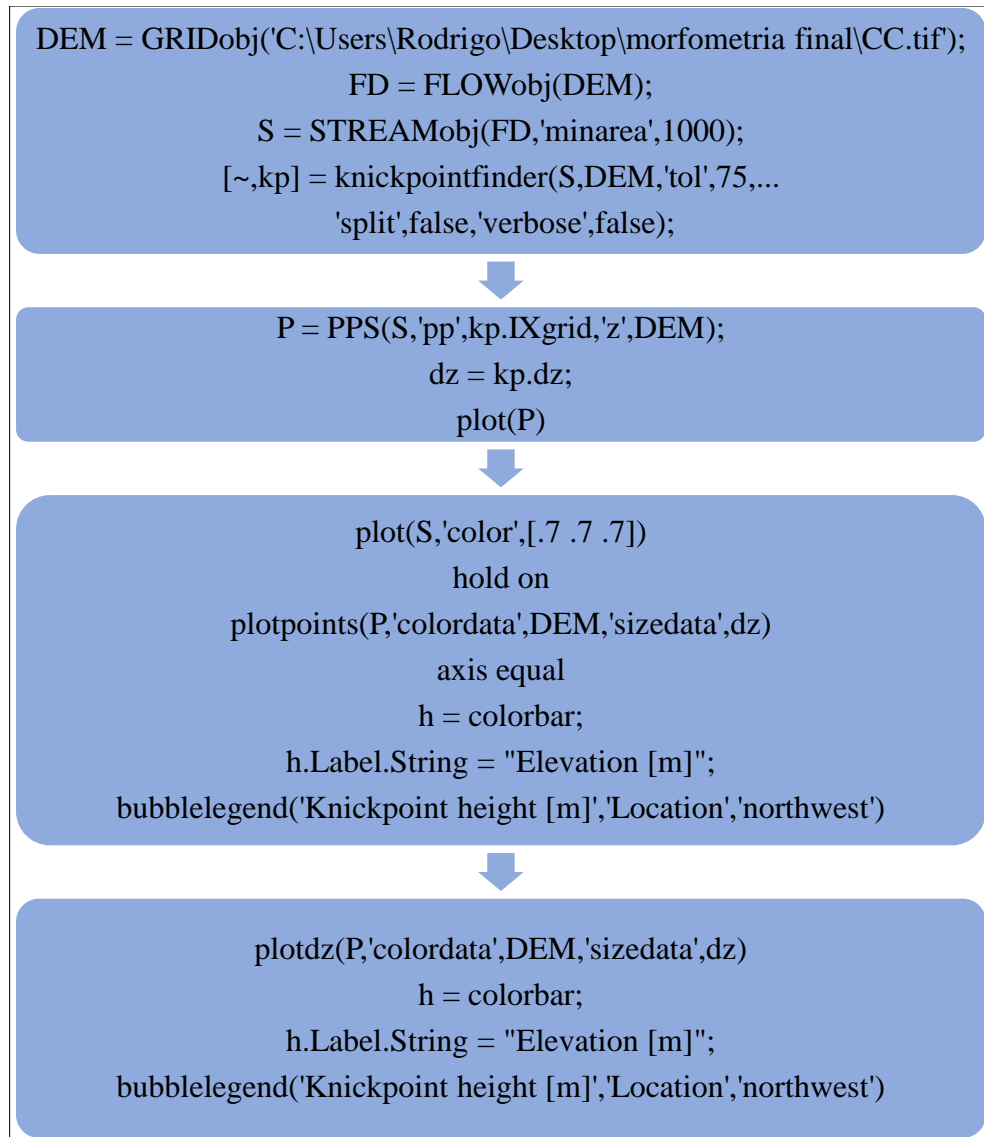


Figura N°3.4 Diagrama secuencial que ilustra los comandos utilizados para la obtención de los *knickpoints* con el código PPS (modificado de Schawanghart *et al.*, 2021) de la herramienta *TopoToolbox* en el software MATLAB.

El código anteriormente descrito (Figura N°3.4), se limita a entregar la ubicación geográfica y salto en la vertical en el perfil longitudinal de cada *knickpoints*. Para su clasificación como *Vertical – Steep, Slope – Break o Knickzone*, se usó en MATLAB la herramienta TAK, en donde el apartado *KsnProfiler* (Figura N°3.5) proporcionó los gráficos de: Log área drenada vs Log pendiente y distancia hacia desembocadura vs elevación.

En la obtención de los gráficos, se implementó un análisis *KsnProfiler* de manera individual para cada *knickpoint* desde la desembocadura, sin embargo, en el caso de que la red de drenaje contuviera más de un *knickpoint*, estos se analizaron en conjunto (un solo procedimiento). El análisis contempló un DEM SRTM de 30 x 30 m², $\theta_{ref} = 0.45$ y los demás parámetros y variables seleccionadas se pueden observar en la Figura N°3.5. La creación y edición de mapas, se llevó a cabo en el software ArcGIS.

The screenshot shows the 'KsnProfiler' dialog box with the following settings:

- Buttons: Load Optional Segments, Use Optional Segments
- Input Method: interactive
- Junction Method: ignore
- Concavity Method: ref
- Pick Method: stream
- Stack Method: average
- Plot Type: vector
- Threshold Area: 1e+06
- Maximum Area: 0
- Minimum Elevation: 0
- Minimum Channel Length: 0
- Min Channel Length to Extract: 0
- Max Ksn: 250
- Checkboxes: Complete Networks Only (unchecked), Display Slope Area (checked), Save Figures (checked), Redefine Threshold (unchecked)
- Redefine Threshold Method: slope area
- Restart: no restart
- Run KsnProfiler button

Figura N°3.5 Ventana de comando del apartado *KsnProfiler* en la herramienta TAK (Forte y Whipple, 2019). Se pueden observar los parámetros y variables seleccionadas para la clasificación de *knickpoints*.

3.2.2. Índice k_{sn}

La mayoría de los perfiles en ríos graduados están bien descritos mediante una relación de ley de potencia (Hack, 1957; Flint, 1974):

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

en donde: S corresponde a la pendiente local del canal, A es el área drenada, k_s es el índice de empinamiento, y θ es el índice de concavidad. θ es relativamente insensible a variaciones en la tasa de alzamiento, clima o litología del sustrato que pueda haber a lo largo del canal. k_s sí se ve perturbado por estos factores, por lo que se utiliza bastante en estudios ligados a la geomorfología tectónica (Kirby y Whipple, 2001; Wobus *et al.*, 2006).

Un *knickpoint* está representado por un aumento en el índice de empinamiento (k_s). En donde, según Wobus *et al.* (2006), la determinación del índice de empinamiento normalizado k_{sn} se obtiene mediante una regresión lineal de la pendiente y el área drenada en un gráfico log - log ($S = K_{sn}A^{-\theta_{ref}}$). El índice de concavidad se restringe a un rango de referencia ($0.4 \leq \theta_{ref} \leq 0.5$). Hasta la fecha, $\theta_{ref} = 0.45$ es el valor mayormente utilizado por los investigadores (Kirby y Whipple, 2012).

Para la obtención de los valores de k_{sn} en toda la red de drenaje del área de estudio, se ejecutó en MATLAB la herramienta TAK, en donde el análisis se desarrolló en el apartado *KsnChiBatch* (Figura N°3.6). Se usó un DEM SRTM de 30 x 30 m², $\theta_{ref} = 0.45$ y los demás parámetros - variables seleccionadas se pueden observar en la Figura N°3.6. La creación y edición de mapas se llevó a cabo en ArcGIS.

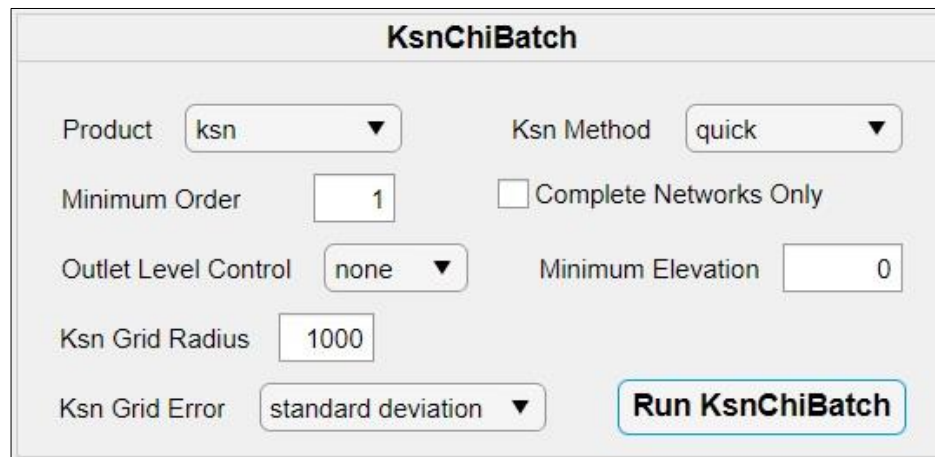


Figura N°3.6 Ventana de comando del apartado *KsnChiBatch* en la herramienta TAK (Forte y Whipple, 2019). Se pueden observar los parámetros y variables seleccionadas para la obtención de k_{sn} .

3.2.3. Índice χ

Según Willet *et al.* (2014), corresponde a una métrica horizontal transformada y que es medida desde la desembocadura hasta la divisoria de aguas de una cuenca. Si las desembocaduras de las cuencas a evaluar se encuentran a una misma elevación, se espera

que los valores de χ deberían ser aproximadamente los mismos en ambos lados de la divisoria de aguas (situación de equilibrio). Por ende, no ocurre una reorganización de las cuencas hidrográficas (Figura N°3.7a). Sin embargo, si los valores de χ difieren, se espera que la divisoria de aguas migre desde la cuenca con valores más bajos de χ (es decir, el agresor) hacia aquella cuenca con valores más altos de χ (es decir, la víctima) (Figura N°3.7b).

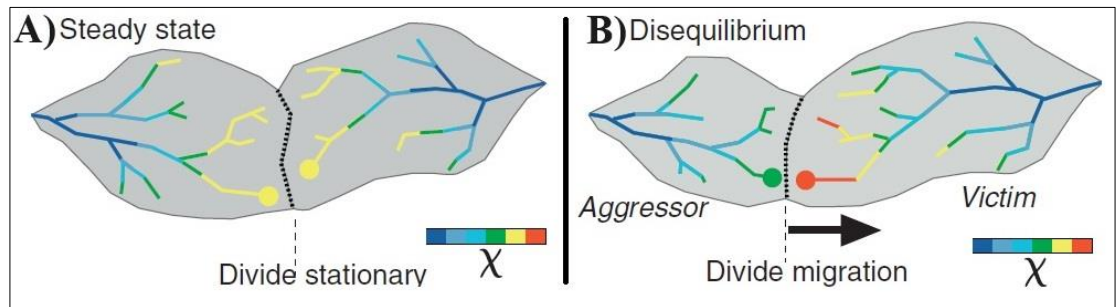


Figura N°3.7 Esquema teórico de mapas chi (χ maps). A: Dos cuencas hidrográficas en estado de equilibrio, en la cual la divisoria de aguas permanece estacionaria. B: Dos cuencas hidrográficas en desequilibrio, en donde se puede observar la dirección (derecha) en que migra la divisoria de aguas. Modificada desde Willet *et al.* (2014).

El desequilibrio de χ responde a una perturbación tectónica o climática (Forte y Whipple, 2018). Por ende, los mapas chi (χ maps) se han convertido en una herramienta popular para comprender el estado en que se encuentran las cuencas, respecto a si perderá o ganará área de captación en el futuro (Willet *et al.*, 2014).

Para la obtención de los valores χ en todas las cuencas presente en la zona de estudio, se ejecutó en MATLAB la herramienta TAK, en donde el análisis se desarrolló en el apartado *KsnChiBatch* (Figura N°3.8). Se usó un DEM SRTM de 30 x 30 m², $\theta_{ref} = 0.45$ y los demás parámetros - variables seleccionadas se pueden observar en la Figura N°3.8. La creación y edición de mapas se llevó a cabo en ArcGIS.

The image shows a software interface titled "KsnChiBatch". It contains several input fields and a button:

- Product:** A dropdown menu with "chi" selected.
- Ksn Method:** A dropdown menu with "quick" selected.
- Minimum Order:** A text input field containing the number "1".
- Complete Networks Only:** An unchecked checkbox.
- Outlet Level Control:** A dropdown menu with "none" selected.
- Minimum Elevation:** A text input field containing the number "0".
- Ksn Grid Radius:** A text input field containing the number "1000".
- Ksn Grid Error:** A dropdown menu with "standard deviation" selected.
- Run KsnChiBatch:** A blue button with white text.

Figura N°3.8 Apartado *KsnChiBatch* en la herramienta TAK (Forte y Whipple, 2019). Se pueden observar los parámetros y variables seleccionadas para la obtención de χ .

3.3. Análisis de facies

Corresponde al enfoque más ampliamente utilizado para la interpretación de los procesos que generan a determinadas rocas sedimentarias. Se basa en el reconocimiento de sus atributos de facies, asociaciones de facies y sucesiones de facies, para comprender los procesos responsables de su génesis, seguido de la deducción de los paleoambientes depositacionales (Dalrymple, 2010). Facies se define como cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de litologías, estructuras físicas y biológicas que le confieren un aspecto que es diferente de los cuerpos de roca de arriba, abajo y lateralmente adyacentes (Dalrymple, 2010). Asociación de facies se dice de grupos de facies genéticamente relacionadas entre sí y que tienen alguna importancia respecto a un ambiente depositacional (Collinson, 1969). Sucesión de facies constituye una sucesión vertical de facies caracterizada por un cambio progresivo en uno o más parámetros, tales como: la abundancia de arena, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, espesor del estrato o composición de la fauna (Dalrymple, 2010).

Dada la gran extensión del área de estudio, el análisis de facies aluvial se ejecutó en un sector acotado, con el fin de verificar y/o complementar los resultados del análisis morfométrico. Se seleccionó la cuenca Pan de Azúcar como zona de interés representativa,

ya que posee dos unidades sedimentarias (~ 3 Ma y ~ 6 Ma), que fueron datadas en niveles de cenizas mediante K - Ar (Godoy y Lara, 1998) y constituyen antiguos niveles de base del sistema fluvial. Además, en el área se contaba con condiciones logísticas que facilitaban su estudio, en particular el apoyo por parte de CONAF en lo que respecta al alojamiento y movilización dentro del Parque Nacional Pan de Azúcar, lugar donde se encuentra la cuenca homónima.

3.3.1. Análisis de facies unidades sedimentológicas cuenca Pan de Azúcar

Durante los meses de mayo y septiembre del 2022 con el apoyo logístico de CONAF se realizaron dos salidas a terreno de 3 días cada una. En la Figura N°3.9 se señala los puntos que se visitaron y se realizaron las columnas estratigráficas de las unidades sedimentarias que se encontraban ya sea encajonadas o colgadas en las quebradas tributarias y constituían un registro sedimentológico de niveles de base antiguos. En la descripción estratigráfica de afloramientos, se recopilaban datos *in situ* de: el tamaño de grano (Wentworth, 1922), grado de redondeamiento, grado de selección, composición de los granos, tamaño de la matriz, composición de la matriz y estructuras sedimentarias. Además, se describió el contacto litológico y su relación geomorfológica con el sistema fluvial y de ladera. Las columnas estratigráficas se digitalizaron utilizando el software Adobe Illustrator. La clasificación de litofacies se hizo mediante Horton y Schmitt, (1996) y Miall, (1996) (Tabla N°3.1). Luego, las litofacies fueron agrupadas en asociaciones de facies según sus características litológicas y de correlación entre estratos. En base a estas asociaciones, se interpretó el paleoambiente que las generó.

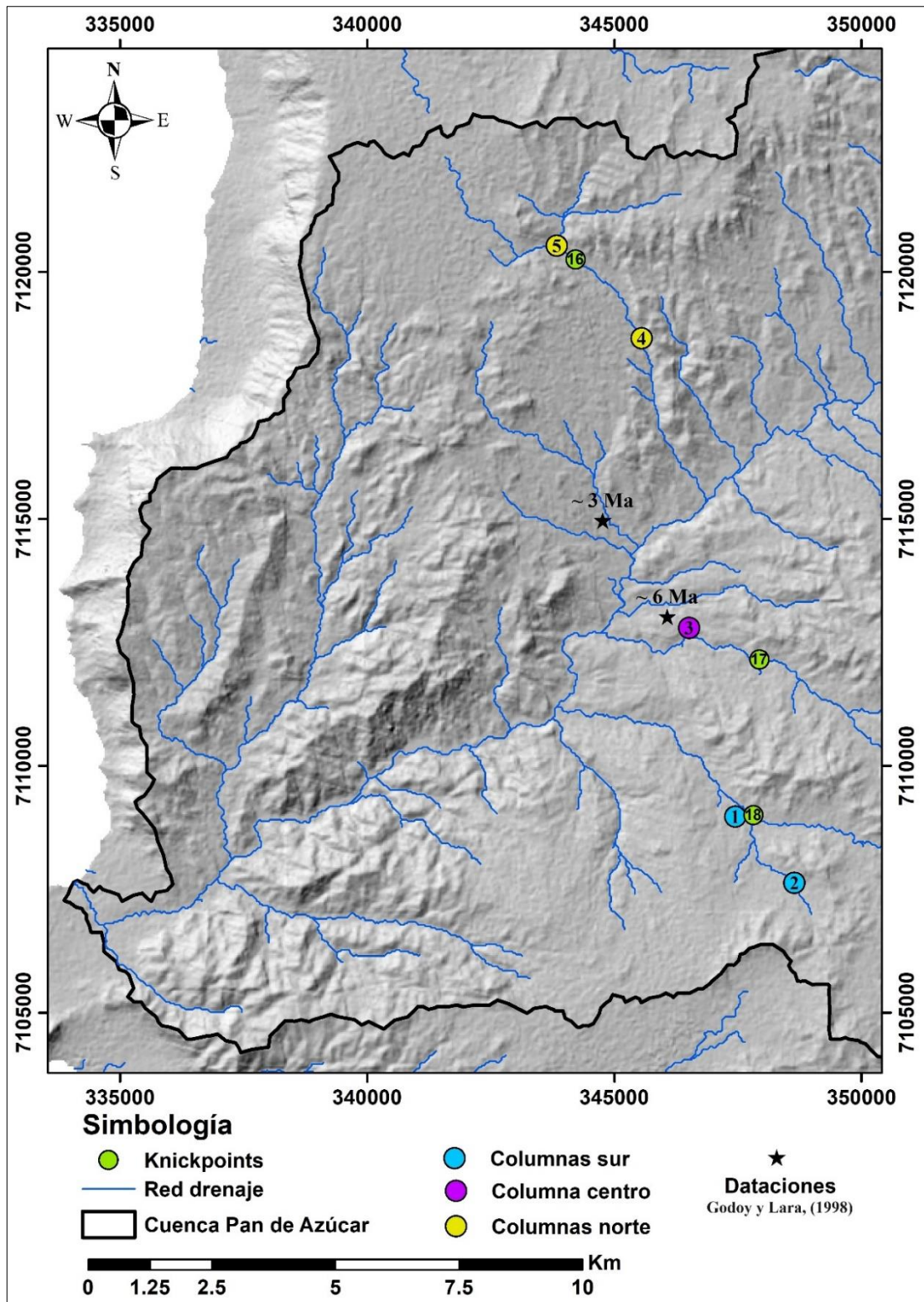


Figura N°3.9 Mapa sector cuenca Pan de Azúcar. Localización de análisis de facies y *knickpoints*.

Tabla N°3.1 Clasificación de litofacies. Tabla descriptiva para el análisis de facies aluvial en las Gravas de Atacama. Modificada de Horton y Schmitt, (1996) y Miall, (1996).

Código facies	Litofacies	Estructuras sedimentarias u organización textural	Interpretación
Gcn	Gravas, clasto soportado	Gradación normal	Flujo hiperconcentrado, alta densidad y turbulento (Horton y Schmitt, 1996)
Gcm	Gravas masivas, clasto soportado	---	Flujo hiperconcentrado (Horton y Schmitt, 1996). Flujo de detritos pseudoplástico (Miall, 1996).
Gh	Gravas levemente estratificadas, clasto soportado	Estratificación horizontal, imbricación	Barras longitudinales, depósitos de retraso o tamiz (Miall, 1996). Condiciones de régimen flujo superior (Waresback y Turbeville, 1990)
Sh	Arena fina a muy gruesa	Separación de laminación horizontal o lineación de flujo	Flujo de lecho plano (Miall, 1996). Condiciones de régimen de flujo superior (Collinson, 1996)
Sm	Arena fina a gruesa	Laminación masiva o tenue	Depósito de sedimentos por gravedad (Miall, 1996). Flujo hiperconcentrado (Smith, 1986) y corrientes turbulentas de alta densidad (Chough <i>et al.</i> , 1990)
P	Paleosuelo evaporítico (yeso)	---	Evaporación capilar (Miall, 1996)

CAPÍTULO IV: Resultados

La descripción de resultados es a partir de los siguientes dominios para la CC: un dominio Este que abarca la CC desde el SFA hacia el este y, mientras que hacia el oeste del SFA, se distingue un dominio Noroeste (NO) y un dominio Suroeste (SO), ambos separados por la desembocadura del río Salado en la ciudad de Chañaral (26°20' S).

4.1. Análisis topográfico

4.1.1. *Surface classification model (SCM)*

El modelo clasificó el comportamiento de la superficie topográfica en la CC e identificó las zonas que según sus características de pendiente y rugosidad sugirieron constituir pedimentos. La Figura N°4.1 muestra el mapa con los resultados del SCM, donde las zonas amarillas representan superficies de pedimentación obtenidas por el modelo. Las superficies obtenidas se concentran significativamente entre los dominios NO y Este. Para corroborar su ubicación espacial y relación geomorfológica con los sistemas fluviales y laderas, mediante Google Earth se realizó una selección representativa de superficies para cada dominio (A, B y C en Figura N°4.1).

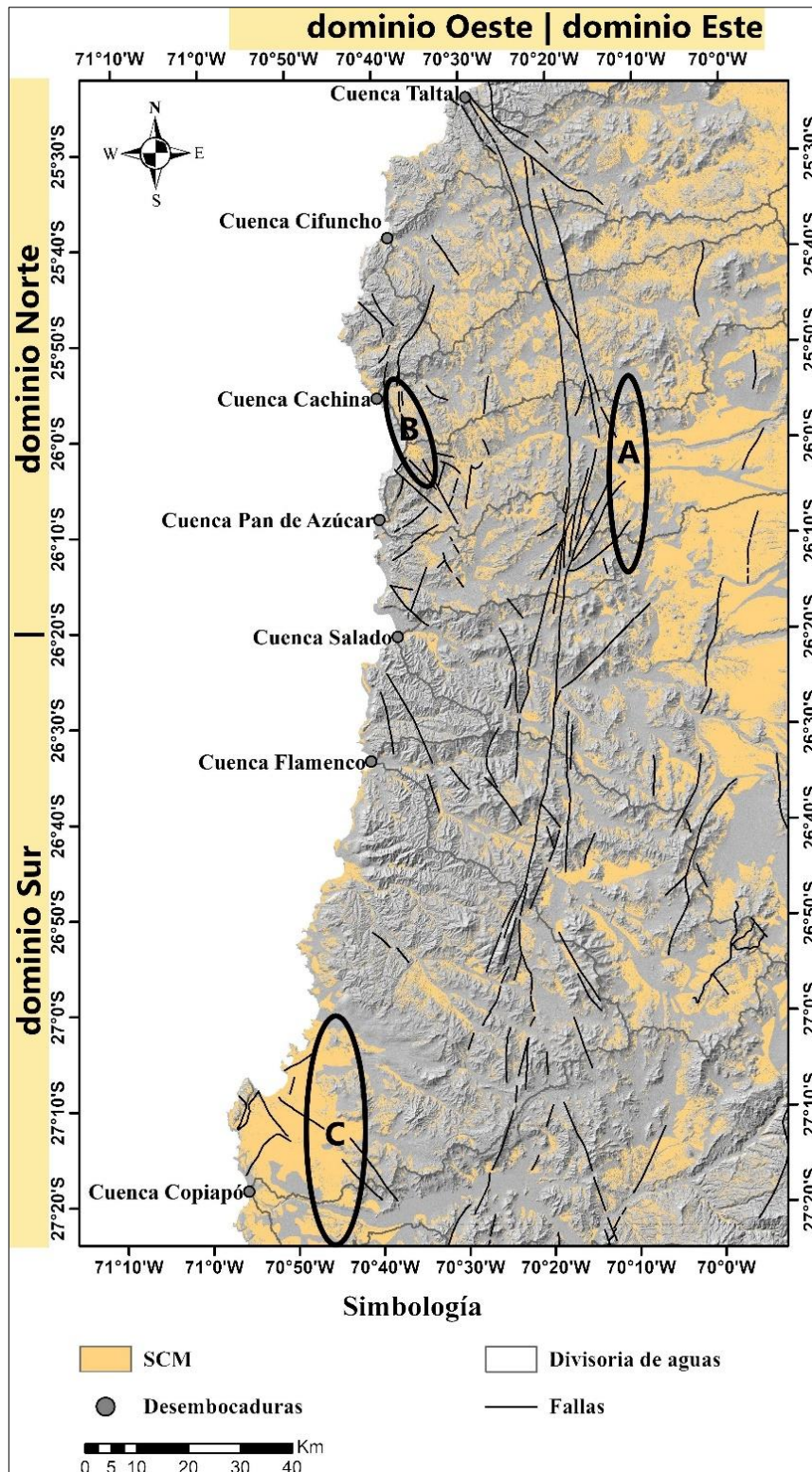


Figura N°4.1. Mapa SCM. Distribución de las superficies de pedimentación obtenidas con la metodología SCM (modificada de Bowles y Cowgill, 2012). A, B y C constituyen una selección representativa de los tres dominios (Este, NO y SO). Fallas modificadas de SERNAGEOMIN, (2002).

En el dominio Este (A en Figura N°4.1) las superficies obtenidas se concentran en el fondo de valle (Figura N°4.2a), abarcando una extensión lateral que proviene desde la DC y que grada hacia la CC siendo interrumpida al aproximarse al SFA. Este nivel de pedimentación se observó preferentemente sobre unidades sedimentarias continentales del Neógeno – Cuaternario (según el mapa de SERNAGEOMIN, 2002), por lo que se identificó como un pedimento mayoritariamente sobre sedimentos agradacionales.

En el dominio NO (B en Figura N°4.1) las superficies se concentran en los interfluvios (Figura N°4.2b). Este nivel de pedimentación se observó preferentemente sobre unidades volcano-sedimentarias del Jurásico inferior - Cretácico inferior (según el mapa de SERNAGEOMIN, 2002), por lo que se identificó como un pedimento mayoritariamente sobre roca o sustrato rocoso.

En el dominio SO (C en Figura N°4.1) las superficies se concentraron en la planicie costera (Figura N°4.2c). Este nivel de pedimentación se observó preferentemente sobre unidades sedimentarias marinas del Neógeno – Cuaternario (según el mapa de SERNAGEOMIN, 2002), por lo que se identificó como un pedimento mayoritariamente sobre sedimentos agradacionales.

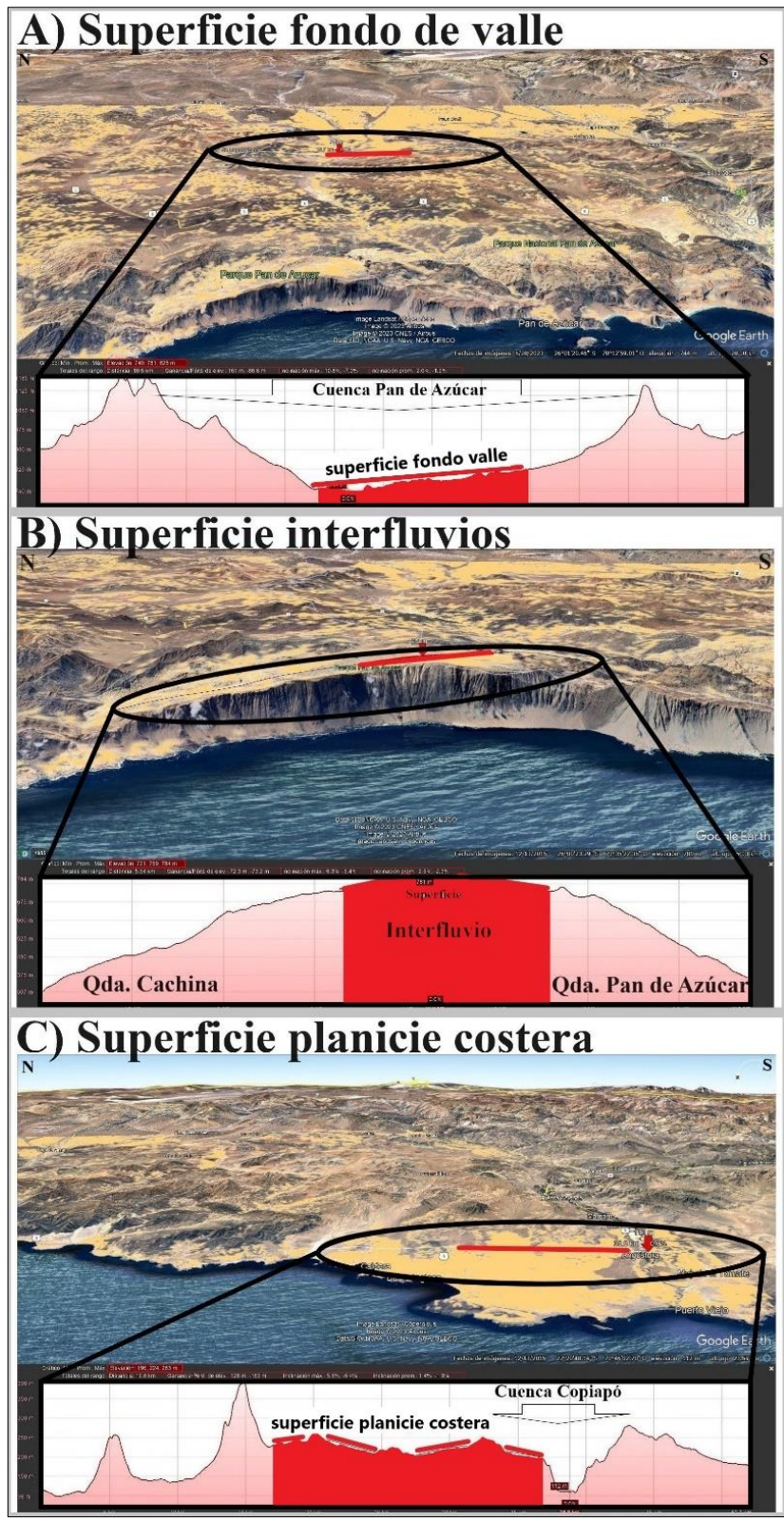


Figura N°4.2 Topografía de algunas superficies SCM en sectores representativos de los tres dominios (Este, NO y SO). A) Superficie fondo de valle. B) Superficie interfluvios. C) Superficie planicie costera.

4.1.2. Perfiles *swath*

Se confeccionaron 4 perfiles *swath* O – E con un punto inicial $X=0$ en común, cada uno de 120 km de longitud y 60 km de ancho (Figura N°3.2). Los perfiles *swath* 1 y 2 abarcan los dominios NO y Este (Figura N°4.3a y b) y los perfiles *swath* 3 y 4 los dominios SO y Este (Figura N°4.3c y d). Se analizó y comparó sus elevaciones mínimas, medias y máximas (verde, azul y café en Figura N°4.3) para todos los perfiles. De manera general y en la totalidad de su extensión (120 km), se observó que el relieve topográfico (diferencia entre las elevaciones máximas y mínimas) (relleno gris en Figura N°4.3) para los perfiles 1 y 2 es menor al compararlos con los perfiles 3 y 4.

En la Figura N°4.3 se integró a los perfiles *swath* el predominio litológico regional (flechas en Figura N°4.3) del sustrato rocoso y ubicación del SFA (elipse roja en Figura N°4.3) según el mapa expuesto en la Figura N°2.3 (modificado SERNAGEOMIN, 2002), como también los resultados obtenidos del SCM. Para el dominio NO, los perfiles *swath* 1 y 2 entre $X=20$ y 40 km muestran un relieve alto que coincide con el afloramiento de unidades metasedimentarias del Devónico e intrusivas del Carbonífero – Jurásico temprano. Entre $X=40$ y 60 km el relieve disminuye en ambos perfiles y coincide con el afloramiento de las unidades volcano-sedimentarias Jurásico inferior – Cretácico inferior, lo que sugiere la presencia del pedimento observado mayoritariamente sobre sustrato rocoso (interfluvios). Para el dominio Este, los perfiles 1 y 2 entre $X=60$ y 100 km presenta un aumento del relieve que coincide con el afloramiento de unidades intrusivas del Cretácico temprano – tardío. Además, la disminución de la elevación media en el perfil 2 sugiere la presencia del pedimento observado mayoritariamente sobre sedimentos agradacionales continentales (fondo de valle).

Para el dominio SO, los perfiles 3 y 4 entre $X=20$ y 40 km su relieve tiende a disminuir. Además, en el perfil 4 entre $X=0$ y 20 km aflora mayor superficie continental hacia la costa, la cual posee un relieve muy bajo y que coincide con el pedimento observado mayoritariamente sobre sedimentos agradacionales marinos (planicie costera). En parte del dominio SO y totalidad del Este, los perfiles 3 y 4 entre $X=40$ y 100 km muestran un

aumento significativo del relieve, sin embargo, también existe una disminución de las elevaciones medias, lo que sugiere la presencia del pedimento observado mayoritariamente sobre sedimentos agradacionales continentales (fondo de valle).

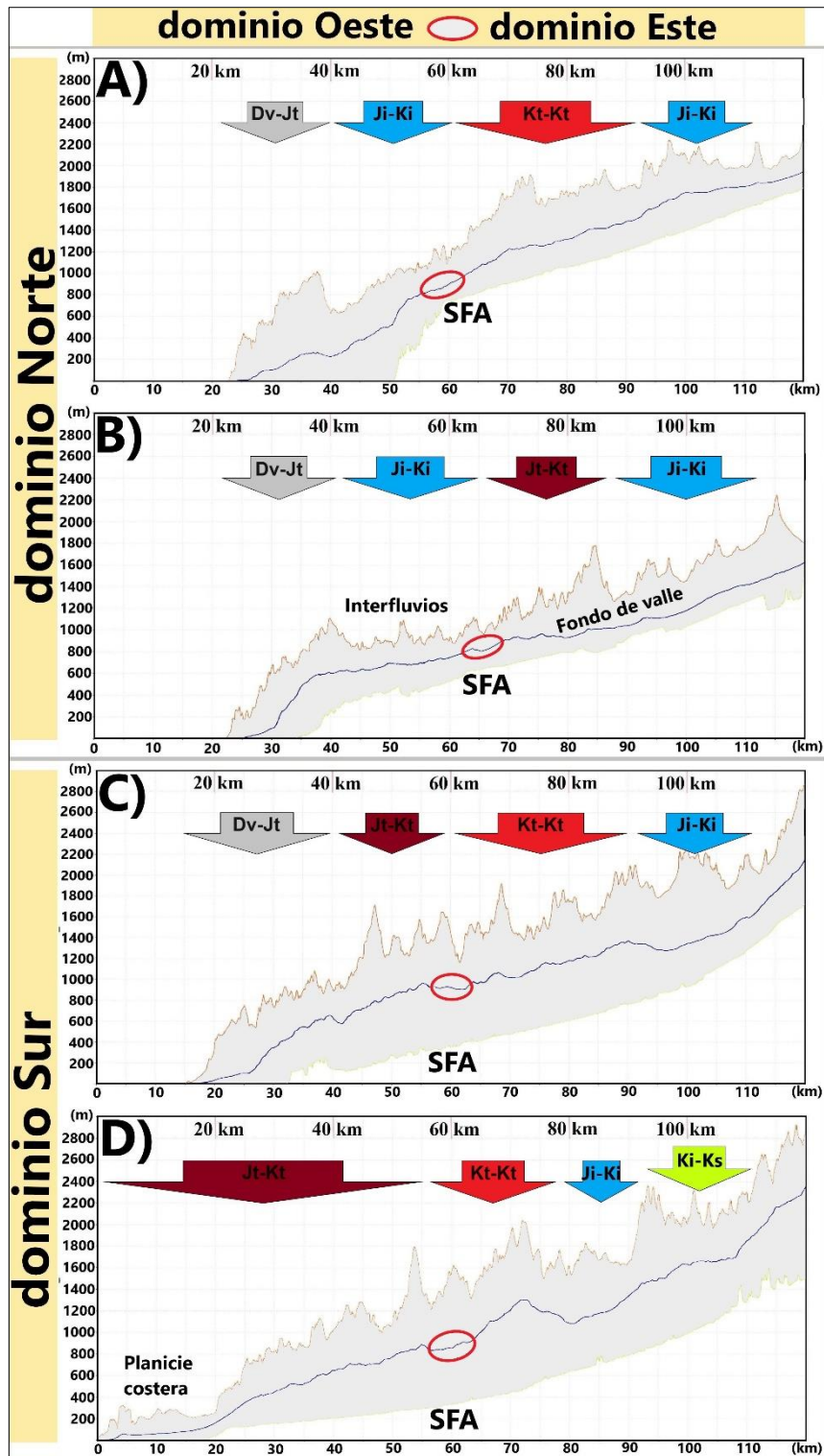


Figura N°4.3 Perfiles *swath*. Comportamiento de las elevaciones mínimas (línea verde), medias (línea azul) y máximas (línea café), como también lo que representa el relieve (color gris) en cada perfil *swath*. Flecha: predominio litológico sustrato rocoso. Elipse roja: ubicación relativa del SFA a elevaciones medias. Geología modificada de SERNAGEOMIN, (2002).

4.2. Análisis morfométrico

4.2.1. *Knickpoints*

Se obtuvo un total de 39 *knickpoints* que se ubican solamente en los dominios NO y SO de la CC (Figura N°4.4 y Tabla N°4.1). En el dominio NO los *knickpoints* se concentran mayoritariamente cercano a la costa (< 20 km de la línea de costa), mientras que en el dominio SO se observan *knickpoints* distribuidos en todo el ancho de la CC. Todos los *knickpoints* mostraron un comportamiento en la gráfica que se correlaciona con lo que Lague, (2014) clasificó como *Knickzone* (Figura N°3.3c). A cada *knickpoint* se les asignó un color para identificarlo según su posición geográfica: Costa, Centro y dentro del SFA. En el apartado de anexos se puede observar todas las gráficas correspondientes a cada *knickpoint*.

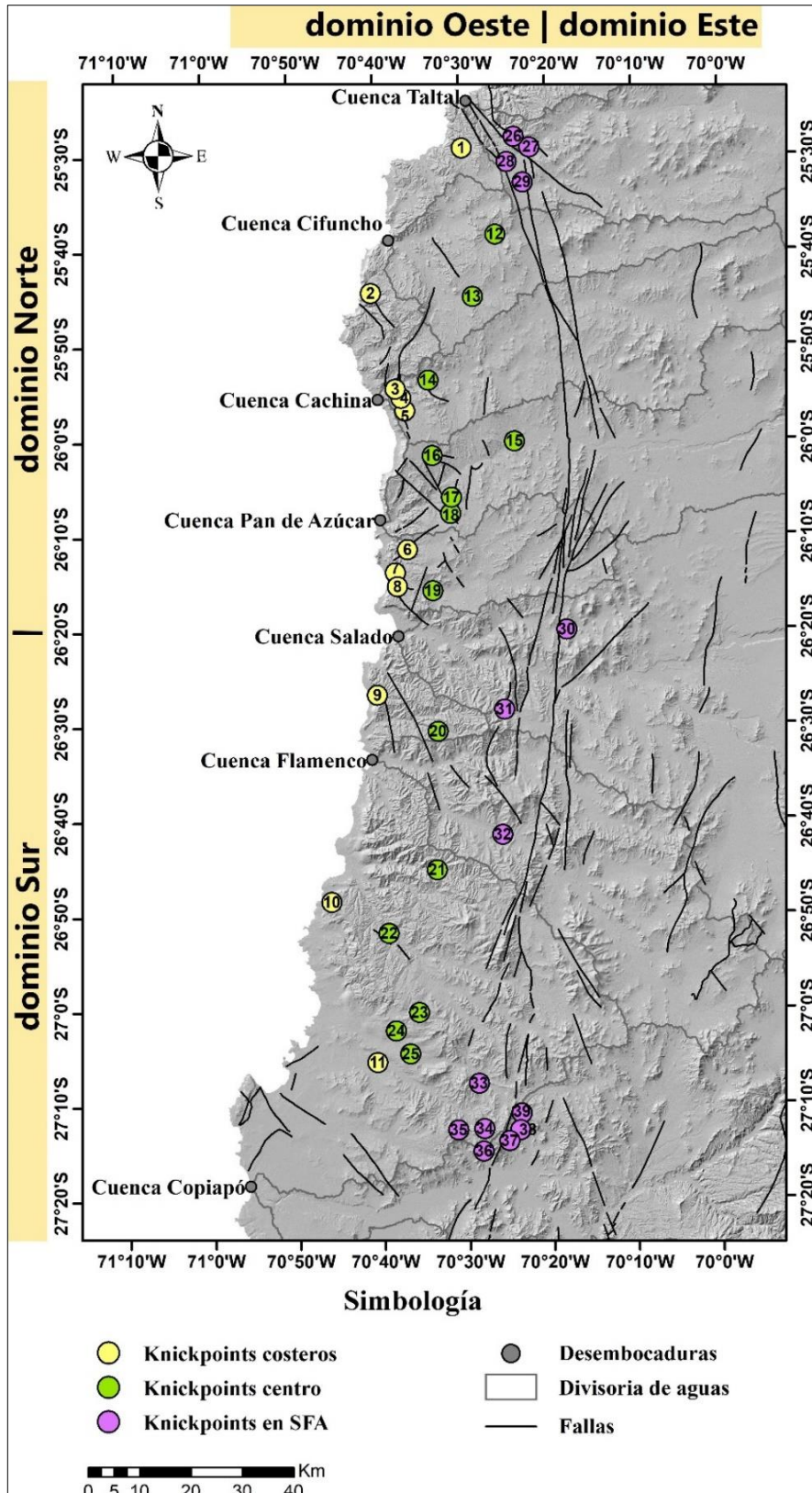


Figura N°4.4 Mapa ubicación de *knickpoints* en los dominios NO y SO. Fallas modificadas de SERNAGEOMIN, (2002).

Tabla N°4.1 Registro de *knickpoints*. Datos del quiebre, elevación a la que se encuentra y distancia hacia la desembocadura de cada *knickpoint*.

Número	Orden	Quiebre (m)	Elevación (m)	Distancia hacia la desembocadura (m)	Ubicación
1	3	141	341	6199	Costa
2	2	115	241	1441	Costa
3	6	110	287	5115	Costa
4	3	111	394	7710	Costa
5	2	182	529	11187	Costa
6	3	92	411	9558	Costa
7	5	86	167	2633	Costa
8	2	103	231	2370	Costa
9	2	188	304	1863	Costa
10	2	85	279	2423	Costa
11	3	89	345	19923	Costa
12	5	174	646	30021	Centro
13	4	100	691	27014	Centro
14	6	305	485	13964	Centro
15	6	171	552	39797	Centro
16	3	90	646	27354	Centro
17	3	77	418	20751	Centro
18	2	88	487	19492	Centro
19	5	238	428	12098	Centro
20	2	79	606	20307	Centro
21	4	114	600	26801	Centro
22	5	75	388	19933	Centro
23	2	82	849	30257	Centro
24	3	159	625	24067	Centro
25	4	146	545	26892	Centro
26	2	87	720	16335	dentro del SFA
27	4	283	730	23213	dentro del SFA
28	5	144	627	18298	dentro del SFA
29	5	294	765	24229	dentro del SFA
30	5	174	639	45502	dentro del SFA
31	4	110	679	37311	dentro del SFA
32	6	101	668	42767	dentro del SFA
33	3	79	788	46431	dentro del SFA
34	2	152	1023	53181	dentro del SFA
35	2	98	831	50507	dentro del SFA
36	2	320	916	68202	dentro del SFA
37	2	108	759	77823	dentro del SFA
38	4	119	768	83464	dentro del SFA
39	4	178	870	87543	dentro del SFA

4.2.2. Índice k_{sn}

Mediante los datos obtenidos del índice de empinamiento normalizado (k_{sn}) en la CC, se confeccionó un mapa según rangos de valores (Figura N°4.5). Se asignó un color a cada

rango de k_{sn} y complementó con la ubicación de los *knickpoints* obtenidos. La Figura N°4.5 muestra que valores altos (> 150) de k_{sn} se encuentran mayoritariamente en áreas cercanas a la costa para el dominio NO, mientras que en el dominio SO se distribuyen en toda la CC con excepción de la planicie costera. Para el dominio Este de la CC se observa que valores altos (> 150) de k_{sn} se concentran mayoritariamente cerca del SFA. Las zonas con valores bajos (< 50) de k_{sn} se concentran mayoritariamente desde el centro del dominio NO hasta gran parte del dominio Este.

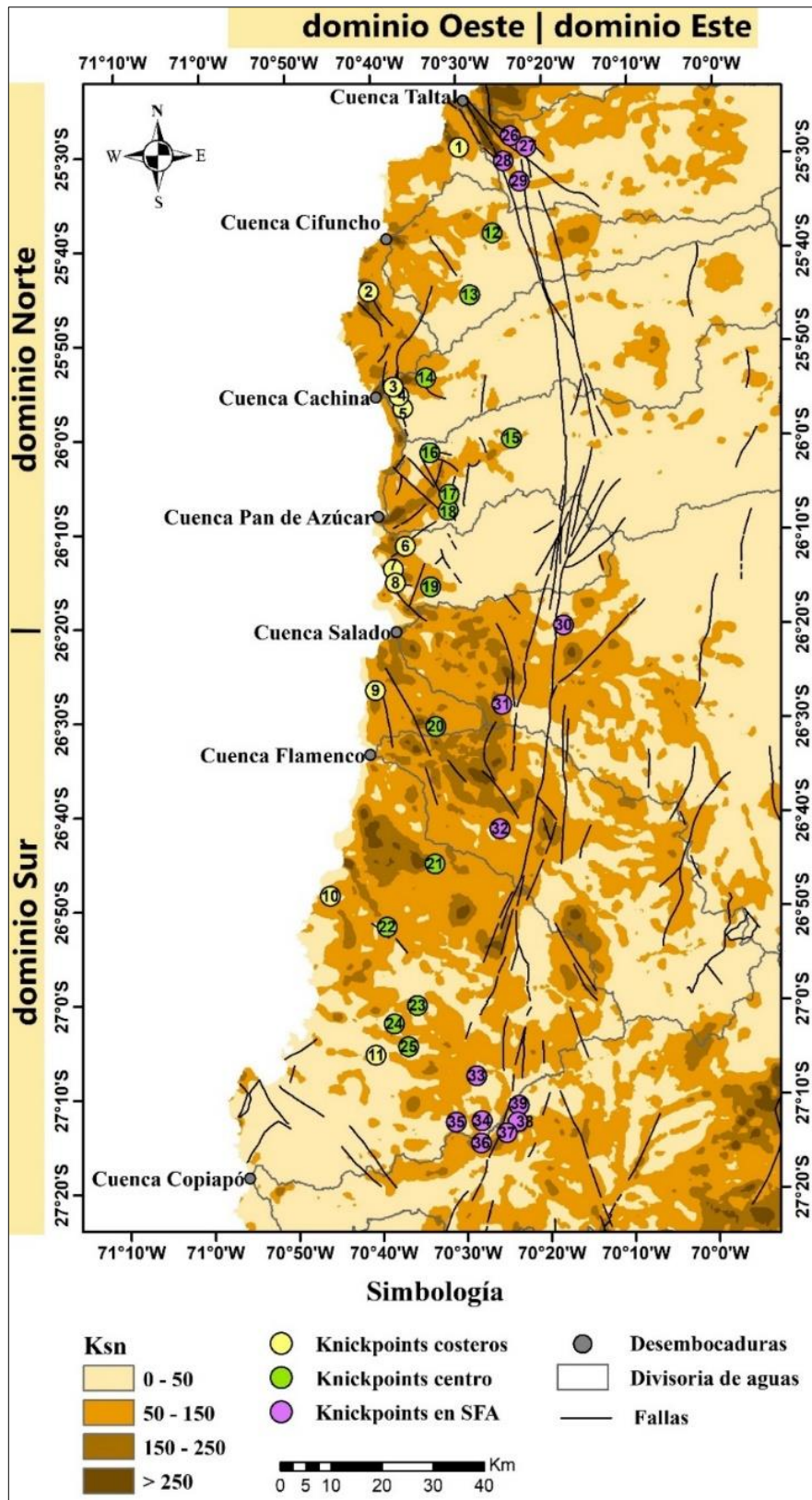


Figura N°4.5 Mapa de índice de empinamiento normalizado (k_{sn}). Distribución espacial de valores k_{sn} según rango de valores. Fallas modificadas de SERNAGEOMIN, (2002).

4.2.3. Índice χ

Los datos obtenidos en el índice χ se agruparon según rangos de valores adimensionales (0 – 15) y se confeccionó un mapa (Figura N°4.6). Se realizó un análisis comparativo en las divisorias de aguas para las cuencas Taltal, Cifuncho, Cachina, Pan de Azúcar, Salado, Flamenco y Copiapó con el fin de establecer si existía un desequilibrio (Figura N°3.8b). En la Figura N°4.6 se señala con una flecha gris la dirección hacia donde están migrando las divisorias de aguas. Dado el rango amplio de valores, no todos reflejan diferencia de color en sus divisorias de aguas, sin embargo, sus valores absolutos se corroboraron en el software al momento de trazar la flecha gris. A escala regional, las divisorias de aguas en los dominios NO y SO evidencian desequilibrios menores con una diferencia de valor cercano a la unidad, mientras que en el dominio Este se encontraron dos desequilibrios significativos (1 y 2 en Figura N°4.6).

La Figura N°4.7 muestra un *zoom* de los desequilibrios, en donde el primero corresponde a las cabeceras de la cuenca Cifuncho, la que está siendo depredada por las cuencas Taltal y Cachina para una futura captación de la red de drenaje. El segundo corresponde al tributario sur de la cuenca Salado, en donde los datos muestran que la cuenca Flamenco está en proceso de una futura captación.

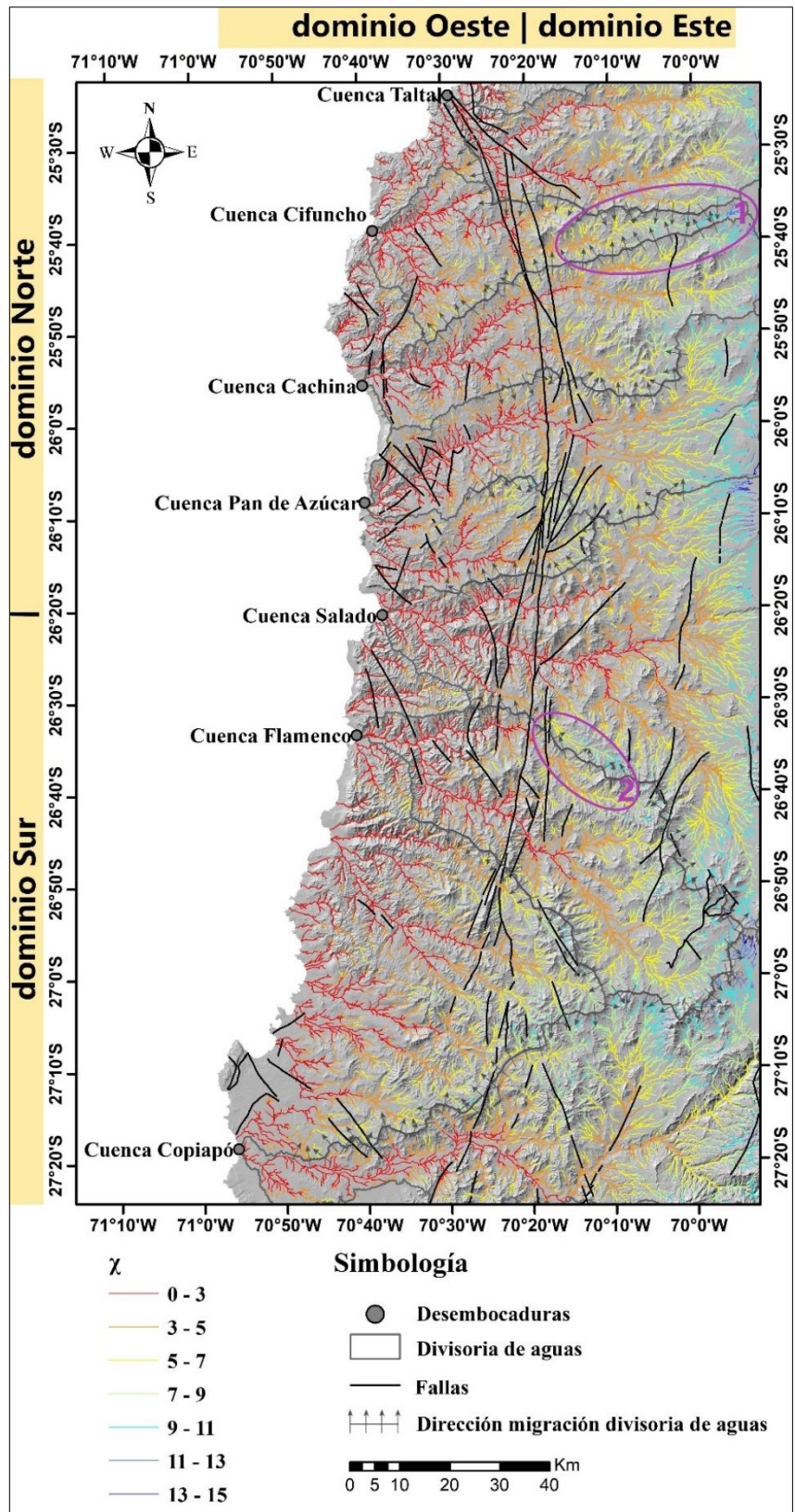


Figura N°4.6 Mapa índice χ . Las elipses indican los dos rasgos que se describen en el texto. Fallas modificadas de SERNAGEOMIN, (2002).

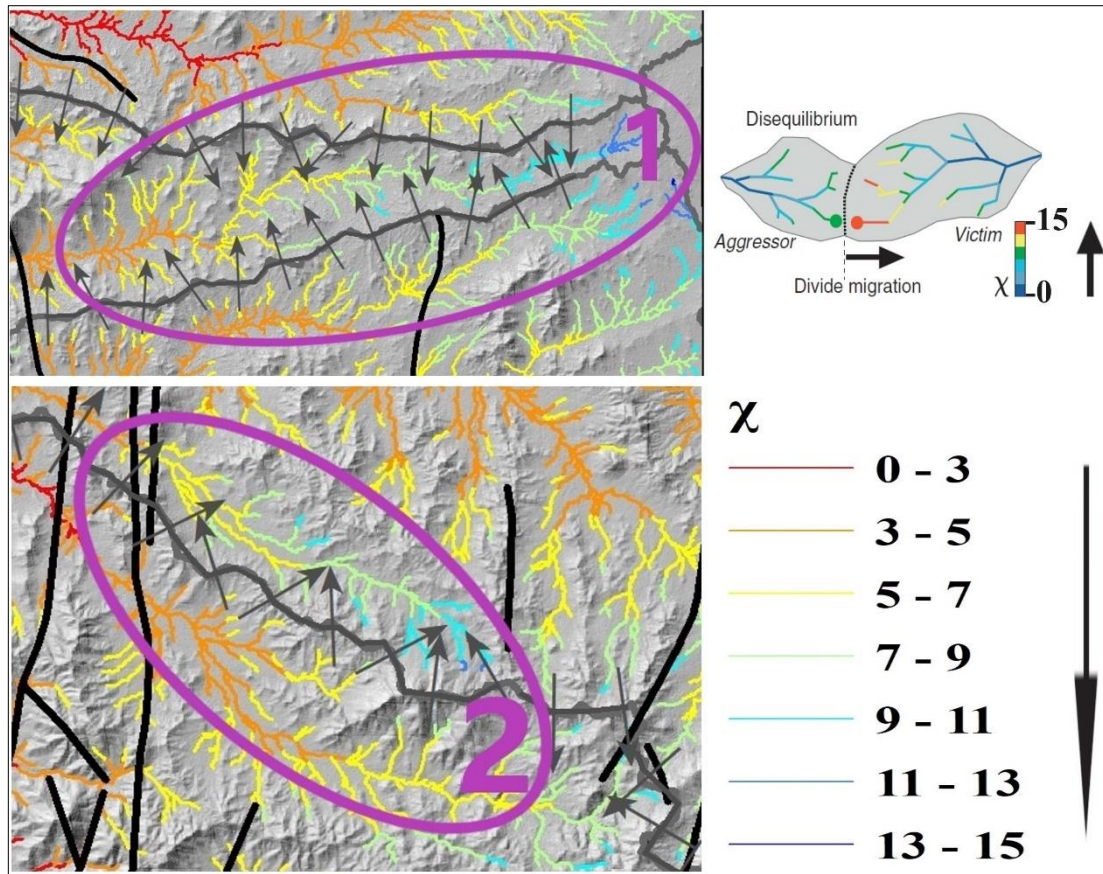


Figura N°4.7 Zoom zonas representativas. 1 y 2 constituyen sectores del dominio Este en donde se evidenció un desequilibrio significativo de la divisoria de aguas. Dado el rango amplio de valores, no todos relejan diferencia de color en sus divisorias de aguas, sin embargo, sus valores absolutos se corroboraron en el software al momento de trazar la flecha gris. Ejemplo ilustrativo tomado desde Willet *et al.* (2014).

4.3. Análisis de facies

4.3.1. Análisis de facies aluvial cuenca Pan de Azúcar

En la Figura N°4.8 se muestra la ubicación de los datos estratigráficos - sedimentológicos obtenidos, que representan tres zonas de la cuenca Pan de Azúcar y se encuentran en cuencas tributarias de orden 3. La primera corresponde al tributario sur donde se encuentra el *knickpoint* 18 (columnas 1 y 2 en Figura N°4.8), la segunda corresponde al tributario central donde se encuentra el *knickpoint* 17 (columna 3 en Figura N°4.8) y la tercera corresponde al tributario norte donde se encuentra el *knickpoint* 16

(columnas 4 y 5 en Figura N°4.8). En la Figura N°4.9 se exponen las tramas para cada tipo de sedimento y sus respectivas litofacies (modificada de Horton y Schmitt, 1996; Miall, 1996).

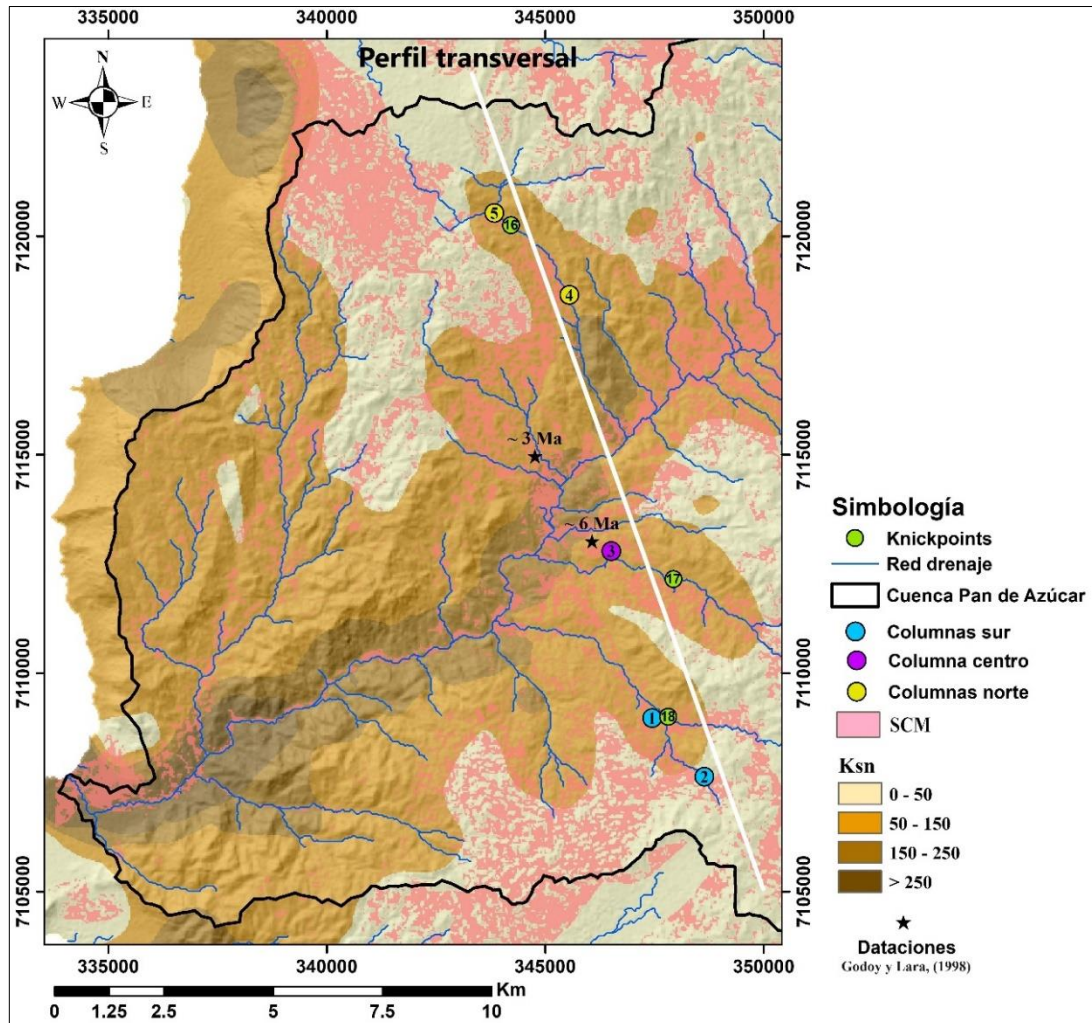


Figura N°4.8 Cuenca Pan de Azúcar. Ubicación de los *knickpoints*, red de drenaje, columnas estratigráficas, SCM, rangos de valores k_{sn} y dataciones radiométricas. Perfil transversal (Figura N°5.4). Red de drenaje jerarquizada según Strahler, (1952).

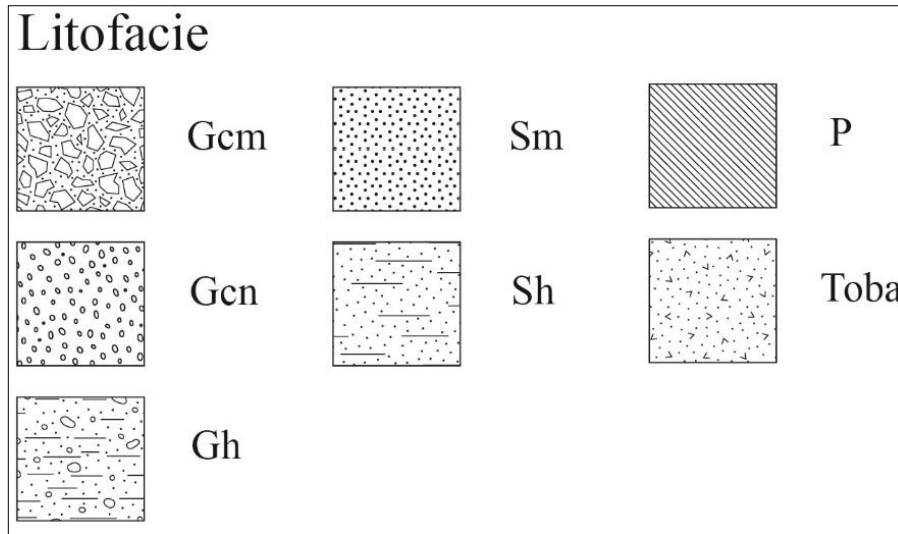


Figura N°4.9 Tramas litofacies. Gcm: gravas masivas clasto soportado. Gcn: gravas con gradación normal clasto soportado. Gh: gravas con estratificación horizontal. Sm: arenas masivas. Sh: arenas con estratificación horizontal. P: paleosuelo (yeso). Toba: ceniza blanca vítrea – cristalina. Litofacies modificada de Horton y Schmitt, (1996) y Miall, (1996).

La Columna 1 (Figura N°4.10) constituye una sucesión sedimentaria de ~ 3 m, en donde desde piso a techo se observó: 85 cm de gravas gruesas (Gcm), subangulosas, pobremente seleccionadas, clasto soportado de composición metamórfico - ígneo y matriz tamaño arena fina. 70 cm de gravas medias a finas (Gcn), subangulosas, moderadamente seleccionadas, clasto soportado de composición metamórfico - ígneo y matriz tamaño limo. 25 cm de arenas gruesas (Sm), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo - metamórfico y matriz tamaño limo. 20 cm de arenas medias (Sh), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo, matriz tamaño limo y presencia de estratificación horizontal. En contacto erosivo 50 cm de gravas medias a finas (Gcn), subredondeadas, moderadamente seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo y matriz tamaño limo. 30 cm de arenas gruesas (Sm), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo y matriz tamaño limo. 20 cm de arenas medias (Sh), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo, matriz tamaño limo y presencia de estratificación horizontal.

La Columna 2 (Figura N°4.10) constituye una sucesión sedimentaria de ~ 2 m, en donde desde piso a techo se observó: 15 cm nivel de ceniza vítrea – cristalina (Toba) de

color blanco. 180 cm de gravas medias a finas (Gcn), subangulosas, moderadamente seleccionadas, clasto soportado de composición metamórfico - ígneo y matriz tamaño limo.

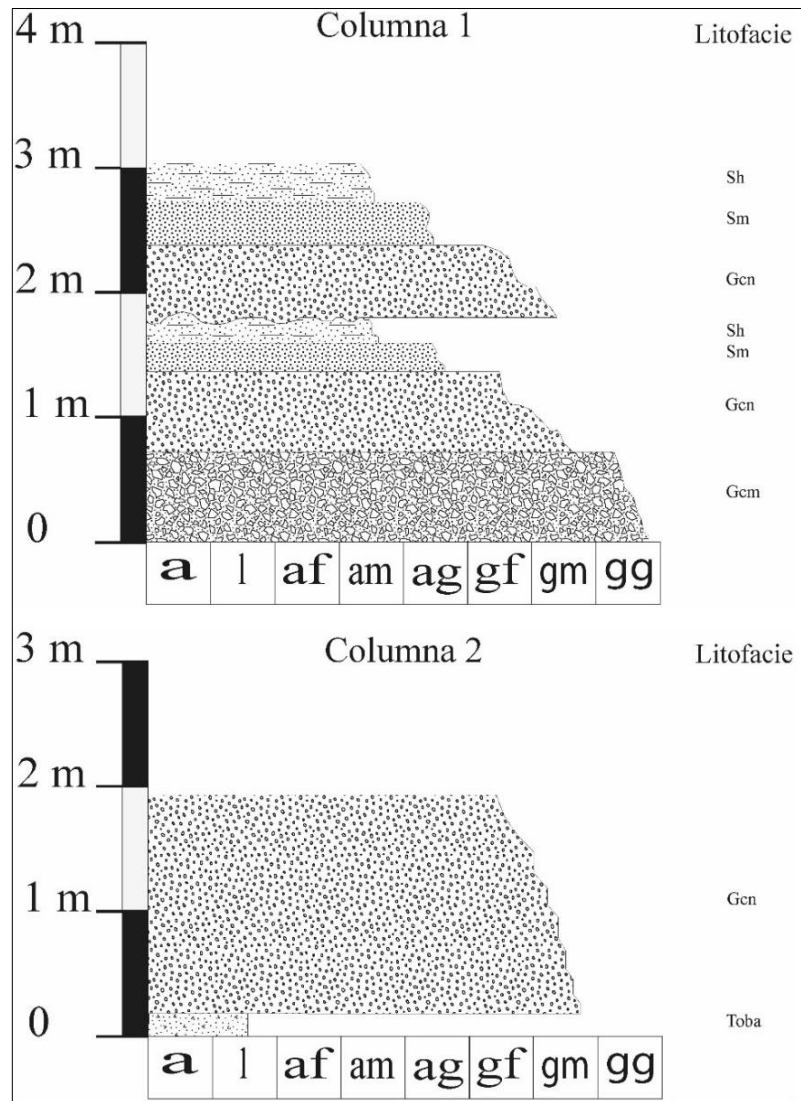


Figura N°4.10 Columnas estratigráficas 1 y 2. Realizadas en el tributario sur cercano al *knickpoint* 18. Se incorporó el código de litofacies (modificada de Horton y Schmitt, 1996 y Miall, 1996) a cada nivel sedimentario de las columnas.

La Columna 3 (Figura N°4.11) constituye una sucesión sedimentaria de ~ 4 m, en donde desde piso a techo se observó: 140 cm de gravas gruesas a medias (Gcm), subangulosas, pobremente seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo - volcánico y matriz tamaño arena fina. 60 cm de gravas medias a finas (Gcn), subangulosas,

moderadamente seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo - volcánico y matriz tamaño limo. 40 cm de arenas gruesas (Sm), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo y matriz tamaño limo. 30 cm de arenas medias (Sh), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo, matriz tamaño limo y presencia de estratificación horizontal. 10 cm de nivel constituido por yeso (P). 40 cm de gravas medias (Gcm), subangulosas, pobremente seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo - volcánico y matriz tamaño arena fina. 40 cm de gravas medias a finas (Gcn), subredondeadas, moderadamente seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo - volcánico y matriz tamaño limo. 30 cm de arenas gruesas (Sm), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo y matriz tamaño limo. 20 cm de arenas medias (Sh), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo, matriz tamaño limo y presencia de estratificación horizontal. 15 cm de nivel constituido por yeso (P). 5 cm de nivel constituido por ceniza vítrea – cristalina (Toba) de color blanco.

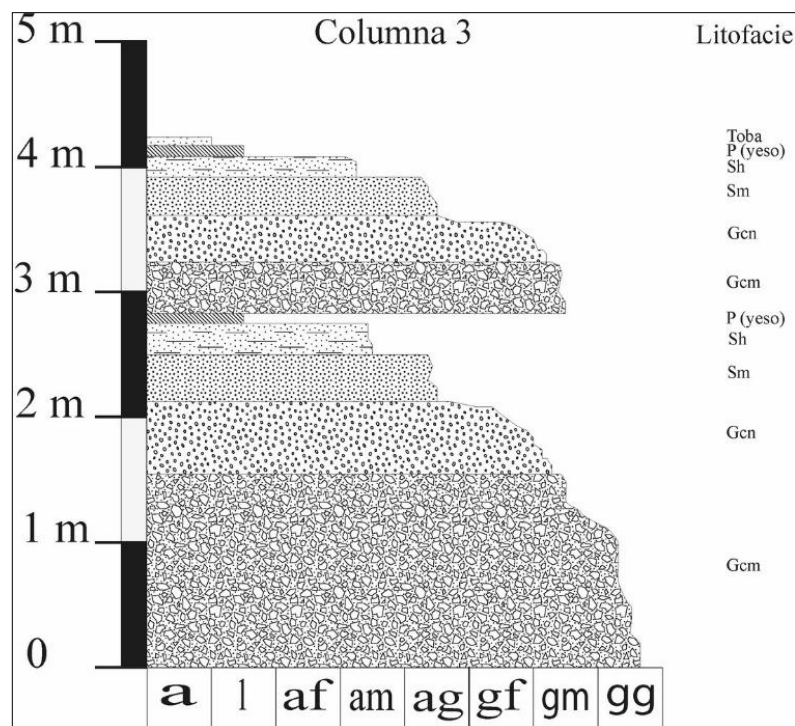


Figura N°4.11 Columna estratigráfica 3. Realizada en el tributario centro cercano al *knickpoint* 17. Se incorporó el código de litofacies (modificada de Horton y Schmitt, 1996 y Miall, 1996) a cada nivel sedimentario de la columna.

La Columna 4 (Figura N°4.12) constituye una sucesión sedimentaria de ~ 2 m, en donde desde piso a techo se observó: 90 cm de gravas medias a finas (Gcn), subredondeadas, moderadamente seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo - metamórfico y matriz tamaño limo. 50 cm de arenas gruesas (Sm), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo y matriz tamaño limo. 30 cm de arenas medias (Sh), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo, matriz tamaño limo y presencia de estratificación horizontal.

La Columna 5 (Figura N°4.12) constituye una sucesión sedimentaria de ~ 3 m, en donde desde piso a techo se observó: 40 cm de gravas medias (Gh), subredondeadas, moderadamente seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo - metamórfico, matriz tamaño arena fina y presencia de estratificación horizontal. 50 cm de gravas medias a finas (Gcn), subredondeadas, moderadamente seleccionadas, clasto soportado, de composición ígneo - metamórfico y matriz tamaño limo. 40 cm de arenas gruesas (Sm), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo y matriz tamaño limo. 20 cm de arenas medias (Sh), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo, matriz tamaño limo y presencia de estratificación horizontal. En contacto erosivo 90 cm de gravas medias a finas (Gcn), subredondeadas, moderadamente seleccionadas, clasto soportado, de composición ígneo y matriz tamaño limo. 40 cm de arenas gruesas (Sm), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo y matriz tamaño limo. 30 cm de arenas medias (Sh), subredondeadas, bien seleccionadas, clasto soportado de composición ígneo, matriz tamaño limo y presencia de estratificación horizontal.

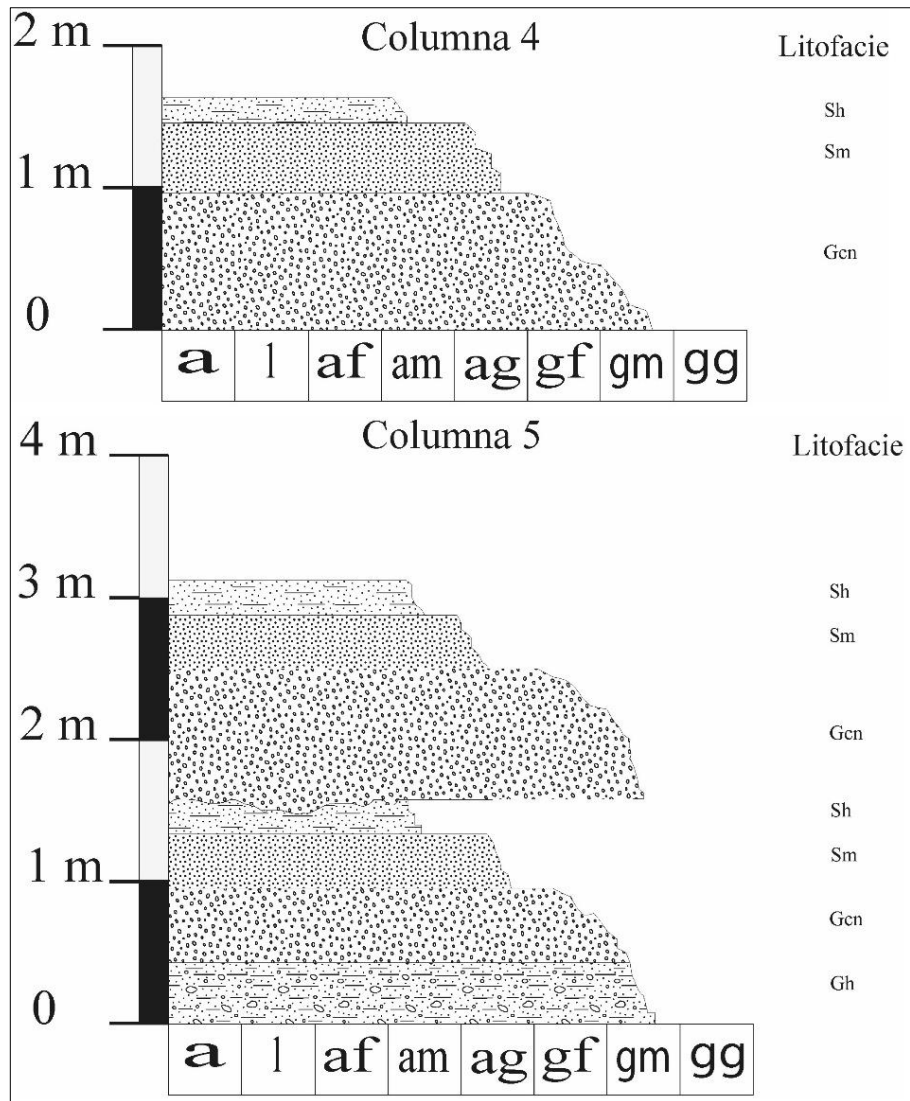


Figura N°4.12 Columnas estratigráficas 4 y 5. Realizadas en el tributario norte cercano al *knickpoint* 16. Se incorporó el código de litofacies (modificada de Horton y Schmitt, 1996 y Miall, 1996) a cada nivel sedimentario de las columnas.

Las columnas estratigráficas 1, 2, 4 y 5 se encuentran encajonadas a su respectivo tributario, mientras que la columna 3 se encuentra colgada al cauce principal. Todas las columnas en su techo muestran un paisaje casi plano y se encuentran incididas. Se observó que la planicie aluvial de cada tributario analizado contiene las mismas composiciones litológicas en sus clastos si se compara con las columnas, lo que sugiere que sus fuentes constituyen las cabeceras actuales de cada tributario. Sin embargo, la columna 3 posee una predominancia de clastos de composiciones volcánicas y, además, se encuentra colgada al cauce principal.

4.3.2. Asociación de facies y ambiente deposicional

Basándonos en las características estratigráficas, litofacies (Tabla N°3.1) y ubicación espacial, se llevó a cabo un análisis comparativo y posterior asociación de facies. Las litofacies Gh (gravas con estratificación horizontal) y Sh (arenas con estratificación horizontal) se depositan en condiciones de régimen de flujo superior. Se interpretan como depósitos a partir de inundaciones laminares no confinadas (Horton y Schmitt, 1996; Miall, 1996). Gcn (gravas con gradación normal clasto soportado), Gcm (gravas masivas clasto soportado) y Sm (arenas masivas) se depositan en condiciones de flujos hiper concentrados o corrientes de turbidez de alta densidad, en donde la deposición de arena es demasiado rápida (Horton y Schmitt, 1996; Miall, 1996). Considerando las litofacies encontradas en cada columna, a las columnas 1 y 5 se les asignó las asociaciones de facies A1 y A3, a la columna 2 se le asignó A4, a la columna 3 se le asignó A1 y A2 y a la columna 4 se le asignó A3.

Las asociaciones A1, A2 y A3 implican tanto flujo de corrientes confinadas y no confinadas, como también de alta turbidez y laminares, por lo que pueden asociarse a facies aluvial. La base de las asociaciones (A1) constituye los momentos proximales a intermedios del abanico aluvial. Mientras que, hacia el techo de las asociaciones la sucesión evolucionó verticalmente a eventos más distales del abanico aluvial (A2 y A3). La gradación vertical sugiere una disminución paulatina de la capacidad de transporte a través del tiempo. La asociación A4 se puede correlacionar con eventos menores de relleno de canal. Los horizontes de yeso en la columna 3 sugieren representar partes más distales del abanico y que gradan lateralmente a zonas húmedas estancadas que favorecieron la evaporación.

En la Figura N°4.13 se plantea de manera esquemática la distribución de las asociaciones de facies en el ambiente aluvial. A1 constituye la planicie aluvial de cada tributario en donde se realizó el análisis y las asociaciones A2, A3 y A4 gradan verticalmente en discordancia de erosión.

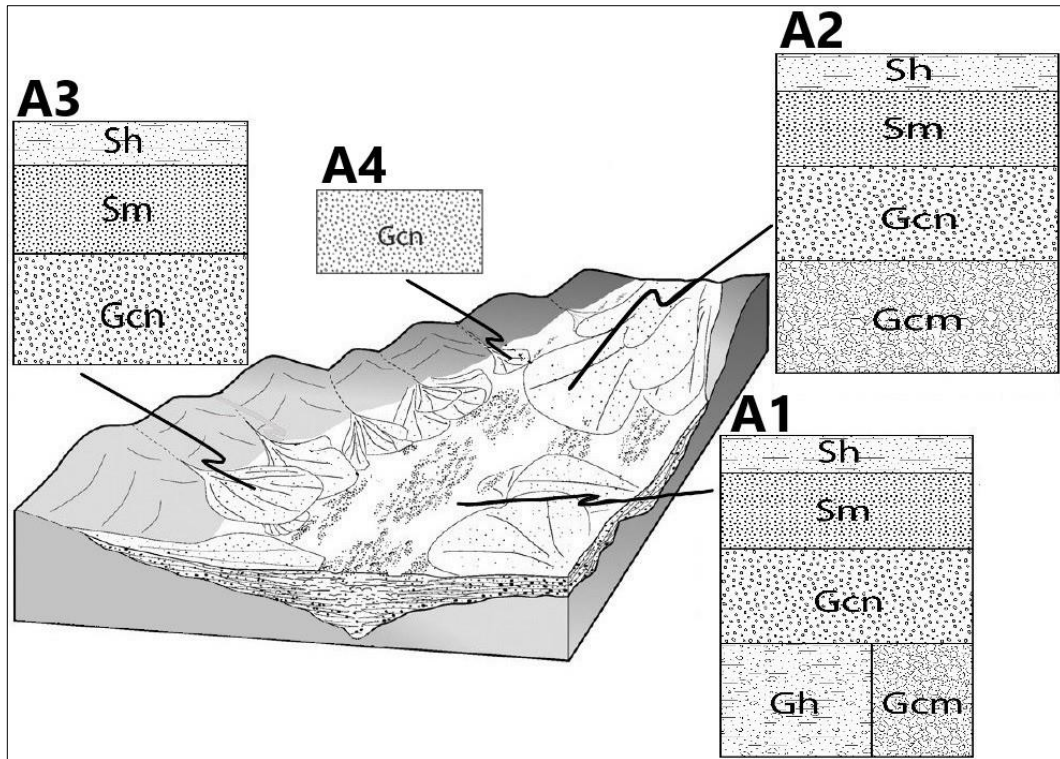


Figura N°4.13 Asociaciones de facies A1, A2, A3 y A4 y ambiente depositacional. Modificada de Nalpas *et al.* (2008).

CAPÍTULO V: Discusión

5.1. Análisis integrado de evidencias topográficas, morfométricas y de facies

Respecto al análisis topográfico, los datos obtenidos sugieren el desarrollo de dos tipos de pedimentos, ya sea mayoritariamente sobre sedimentos agradacionales o sustrato rocoso. Cercano al SFA, los perfiles *swath* denotan un aumento progresivo del relieve topográfico desde el dominio NO hacia el dominio SO. Ambas evidencias proponen una transición del paisaje con laderas de pendiente moderada, relieve bajo y presencia de pedimentos en los interfluvios para el dominio NO. Mientras que hacia el dominio SO presenta laderas de pendiente pronunciada, relieve alto y ausencia de pedimentos en los interfluvios.

En la Figura N°5.1 se muestran dos modelos cíclicos de denudación en respuesta a un alzamiento inicial (*UPLIFT* en Figura N°5.1), en donde los procesos erosivos que se desencadenan son diferentes. Para el modelo de Davis (Figura N°5.1a), en las laderas de los valles ocurre una disminución paulatina de la pendiente a través del tiempo. Mientras que, en el modelo de King (Figura N°5.1b) las laderas de los valles retroceden paralelamente a través del tiempo. Estos modelos se contrastan principalmente en sus etapas juveniles (*YOUTH* en Figura N°5.1a y b), ya que en sus etapas maduras – viejas (*MATURITY – OLD AGE* en Figura N°5.1a y b) ambos desarrollan un paisaje con presencia de pedimentos. Por lo que, las evidencias topográficas sugieren que la discontinuidad latitudinal N – S de los pedimentos y el aumento progresivo del relieve topográfico, dan señales de que en la actualidad se ha reiniciado el ciclo erosivo (rejuvenecimiento según Davis) a partir de un paisaje previo, el cual aún conserva registros de sus rasgos morfológicos antiguos mayoritariamente entre los dominios NO y Este.

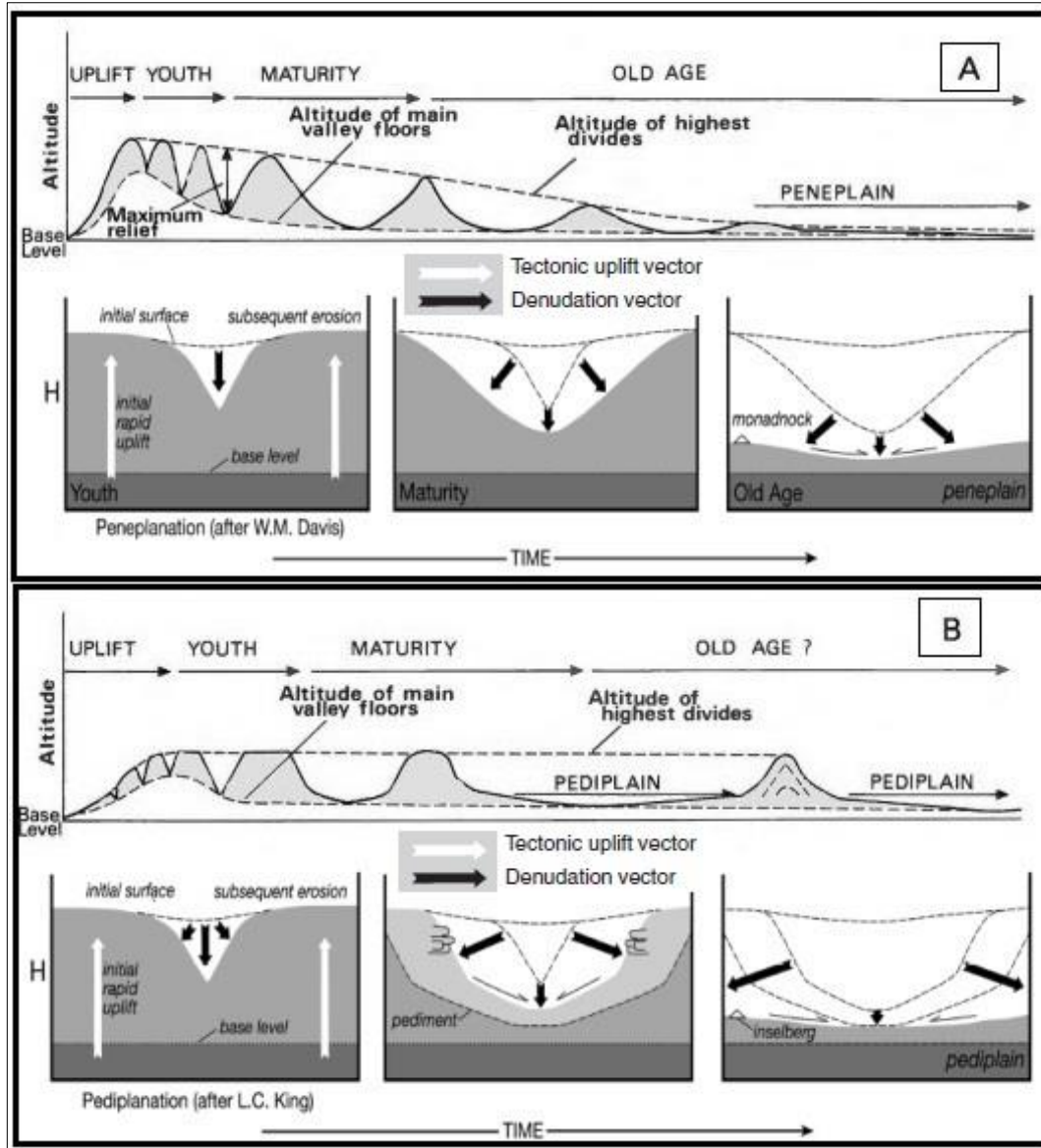


Figura N°5.1 Ilustración cíclica de modelos de denudación. A: Modelo de Davis. B: Modelo de King. Extraído y modificado de Summerfield, (1991) y Orme, (2007).

En la Figura N°5.2 se muestra la ubicación de los *knickpoints*, estos constituyen la ubicación geográfica de la *Knickzone* y sus valores altos de k_{sn} (> 50). Se observó que su retroceso no es uniforme para todas las cuencas de la zona de estudio y, que se encuentra mayoritariamente sobre el sustrato rocoso metasedimentario del Devónico e intrusivo del Carbonífero - Cretácico temprano (Figura N°5.2). En la Figura N°5.3 se muestra como el sustrato rocoso volcánico-sedimentario del Jurásico inferior - Cretácico inferior posee muy pocos *knickpoints*, como también valores altos de k_{sn} (> 50). Al complementar las

evidencias topográficas y morfométricas (Figuras N°5.2 y 5.3), sugieren que actualmente el rejuveneciendo del paisaje de la CC se está concentrando preferentemente en las zonas donde afloran las unidades metasedimentarias del Devónico e intrusivas del Carbonífero – Cretácico temprano, mientras que, las unidades volcano-sedimentarias del Jurásico inferior – Cretácico inferior constituyen una barrera que limita el avance de la erosión remontante de la *Knickzone*, conservando un paisaje previo que se puede denominar como maduro – viejo y que posee pedimentos en los interfluvios o fondo de valle como registro.

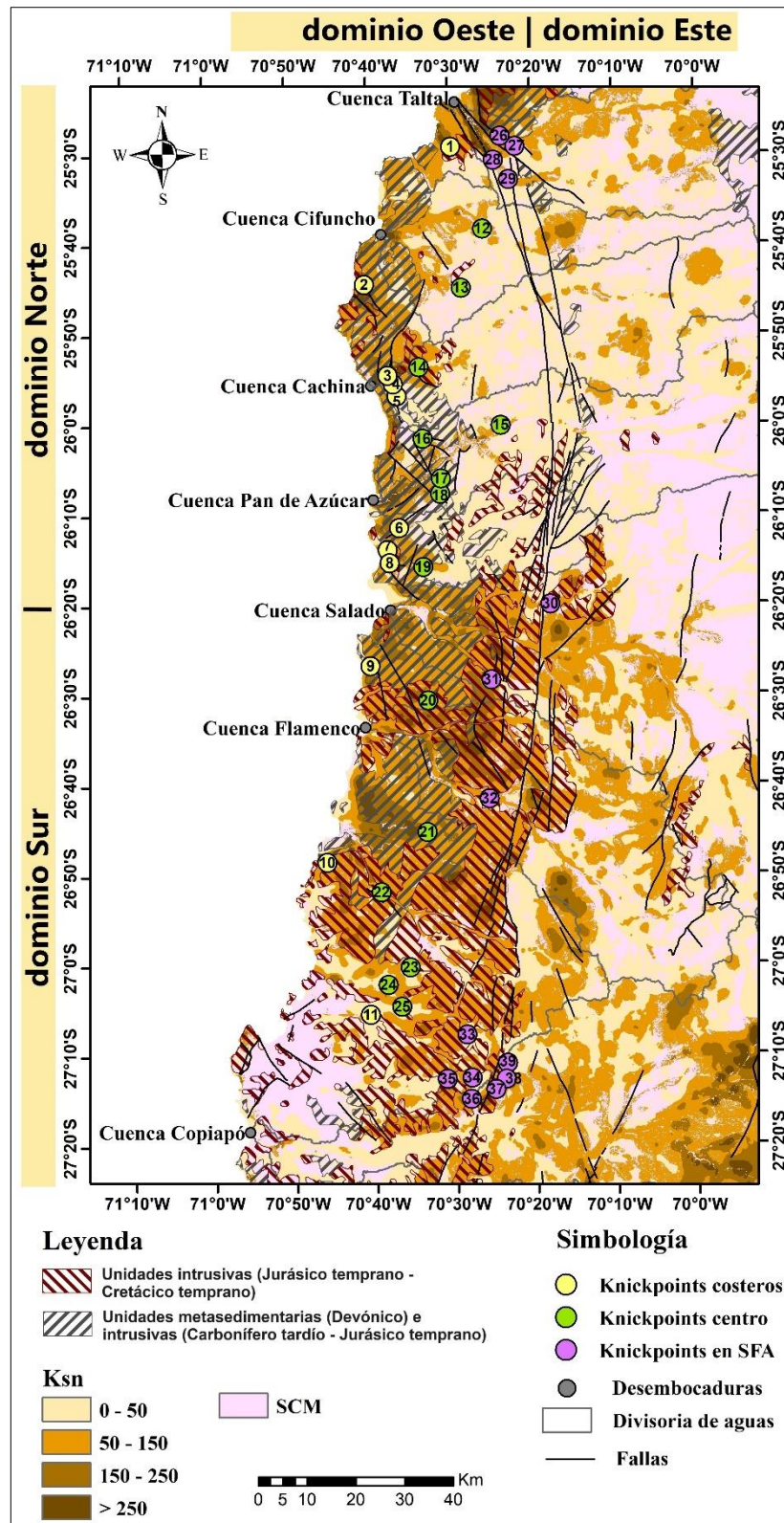


Figura N°5.2. Mapa topográfico (SCM), morfométrico (*knickpoints* y k_{sn}) y geológico. Se indican afloramientos de unidades geológicas discutidas en el texto (tomadas de SERNAGEOMIN, 2002).

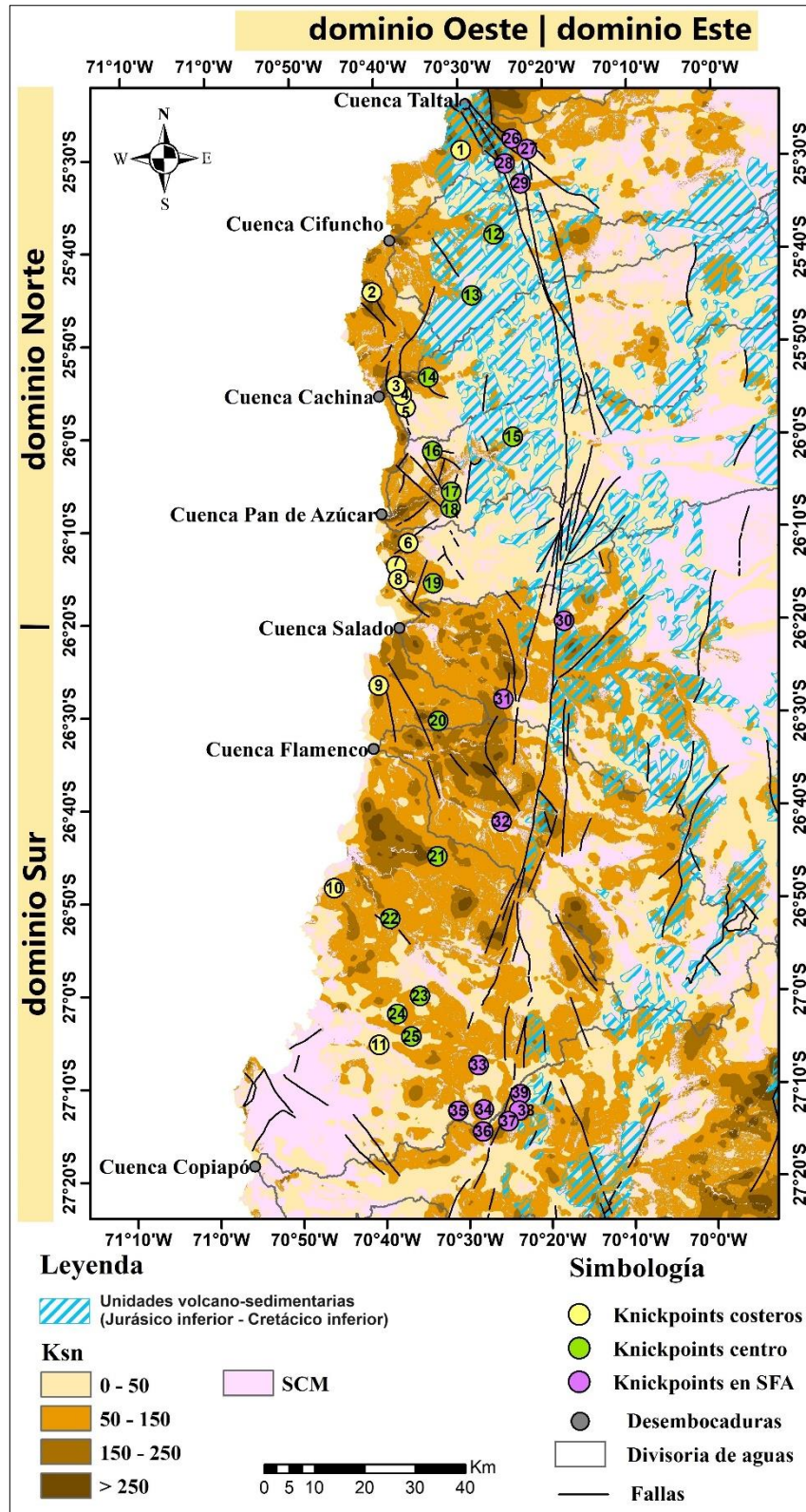


Figura N°5.3. Mapa topográfico (SCM), morfométrico (*knickpoints* y k_{sn}) y geológico. Se indican afloramientos de unidades geológicas discutidas en el texto (tomadas de SERNAGEOMIN, 2002).

Respecto al análisis de facies en la cuenca Pan de Azúcar, la Figura N°5.4 muestra un perfil transversal de la cuenca en donde se integró la ubicación de las columnas estratigráficas y sus respectivas asociaciones facies. Además, existen dos niveles de ceniza datados (Godoy y Lara, 1998), uno de ~ 6 Ma que se encuentra en el techo de los depósitos sedimentarios pedimentados y colgados, y otro de ~ 3 Ma que se encuentra en el piso de los depósitos sedimentarios aterrizados en la planicie aluvial activa (Figura N°4.8). Basándonos en las asociaciones de facies obtenidas, la reconstrucción del paleoambiente y los antecedentes radiométricos que se disponen, se interpretó que la columna 3 constituye un remanente (facies distales ~ 6 Ma) de las Gravas de Atacama y que se depositó en lo que antiguamente fue el cauce principal de la cuenca Pan de Azúcar. Ya que esta unidad preserva en el techo una superficie pedimentada e incidida, se propone que el evento que originó la incisión del depósito también conlleva a la descontextualización del mismo, dejándolo colgado al cauce principal. Por último, se interpreta que las columnas 1, 2, 4 y 5 constituyen rellenos aluviales locales y que se asocian a los depósitos de ~ 3 Ma. Estos depósitos (~ 3 Ma) representarían un evento ligado principalmente al factor climático de hiperaridez del Plioceno (Hartley y Chong, 2002) y que, posteriormente fueron incididos por la configuración actual de la red de drenaje.

Al analizar de manera complementaria las evidencias topográficas, morfométricas, estratigráficas y sedimentológicas, se pudo constatar y proponer que, para los dominios NO y SO la *Knickzone* denota el límite actual hasta donde ha avanzado la erosión remontante a través de la red de drenaje, como también, lo que aguas arriba aún conserva sus características preexistentes. Ya que el evento incisivo que constituye la *Knickzone* es el más actual, se asoció al que inciden los niveles de ~ 3 Ma. Mientras que, el evento que dio origen a la descontextualización de los niveles de ~ 6 Ma sugiere ser aquel que desencadenó en la cuenca Pan de Azúcar la recaptura de su cabecera ubicada en la Precordillera. Esto último, se infiere por medio del pedimento fondo de valle, el cual al ser analizado desde la cuenca Pan de Azúcar hasta la cuenca Salado, se pudo interpretar que la gradación lateral de los sedimentos en la cuenca Pan de Azúcar posee una pendiente favorable hacia el SO, constituyendo posiblemente un valle longitudinal en la DC.

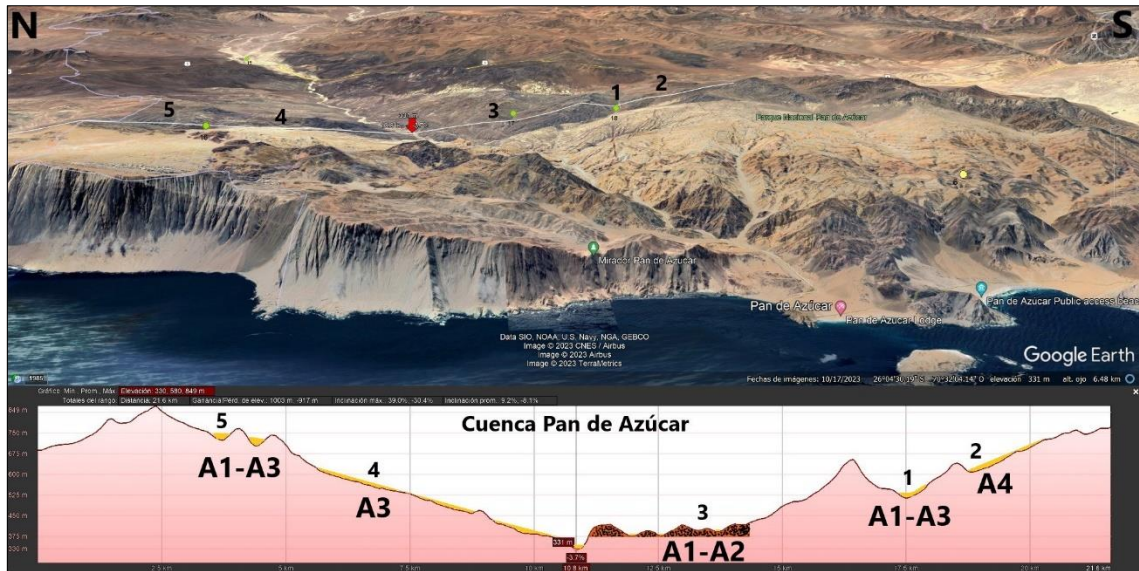


Figura N°5.4 Perfil transversal cuenca Pan de Azúcar. Ubicación de las columnas estratigráficas y sus respectivas asociaciones de Facies. Obtenida desde Google Earth.

5.2. Evolución del paisaje durante el Neógeno – Cuaternario

En la zona de estudio se han propuesto dos modelos contrapuestos para la evolución del paisaje en la CC durante el Neógeno – Cuaternario, los cuales se basaron principalmente en el estudio de las Gravas de Atacama y que ambos coinciden en que pertenecen a facies distales (*playa - lake*). Sin embargo, según Riquelme *et al.* (2003) la evolución del paisaje responde al basculamiento del Antearco, que en la CC es acomodado por el SFA y se evidencia en la depositación lateral interrumpida de las Gravas de Atacama. Mientras que Nalpas *et al.* (2008) al no obtener evidencias sinsedimentarias en las Gravas de Atacama, señala que su depositación respondería principalmente a aumento progresivo de la aridez, causando una disminución de la capacidad de transporte de la red fluvial, lo que conlleva a una depositación de la carga sedimentaria y que finaliza ~ 6 Ma. Cabe destacar que ninguno de estos trabajos menciona la unidad sedimentaria ubicada en la cuenca Pan de Azúcar y que contiene en su base un nivel de ceniza datado mediante K - Ar en ~ 3 Ma (Godoy y Lara, 1998). Si bien en esta tesis no se obtuvo evidencias sinsedimentarias en la columna 3 (asociada a las Gravas de Atacama), el pedimento denominado fondo de valle sugiere que lo propuesto por Nalpas *et al.* (2008) no calza en

la CC. Esto se infiere en la observación del SCM, en donde es evidente la barrera geográfica en el SFA, lo que sugiere que sí hubo un factor tectónico asociado a la depositación e interrupción lateral de las Gravas de Atacama señalado por Riquelme *et al.* (2003).

Riquelme *et al.* (2003) interpretaron la segmentación geomorfológica entre la CC y DC, sin embargo, no asignaron una edad a los eventos que habrían generado los depósitos sedimentarios que constituyen niveles de base antiguos. Además, en sus evidencias morfométricas no señalan si la CCO (dominio Oeste) en su extensión norte - sur presenta diferencias en los patrones erosivos del paisaje. Según los resultados de esta tesis, las evidencias topográficas y morfométricas sugieren que en la zona de estudio el dominio Oeste contiene un dominio Noroeste y un dominio Suroeste y el límite entre ambos está en $\sim 26^{\circ}20' S$.

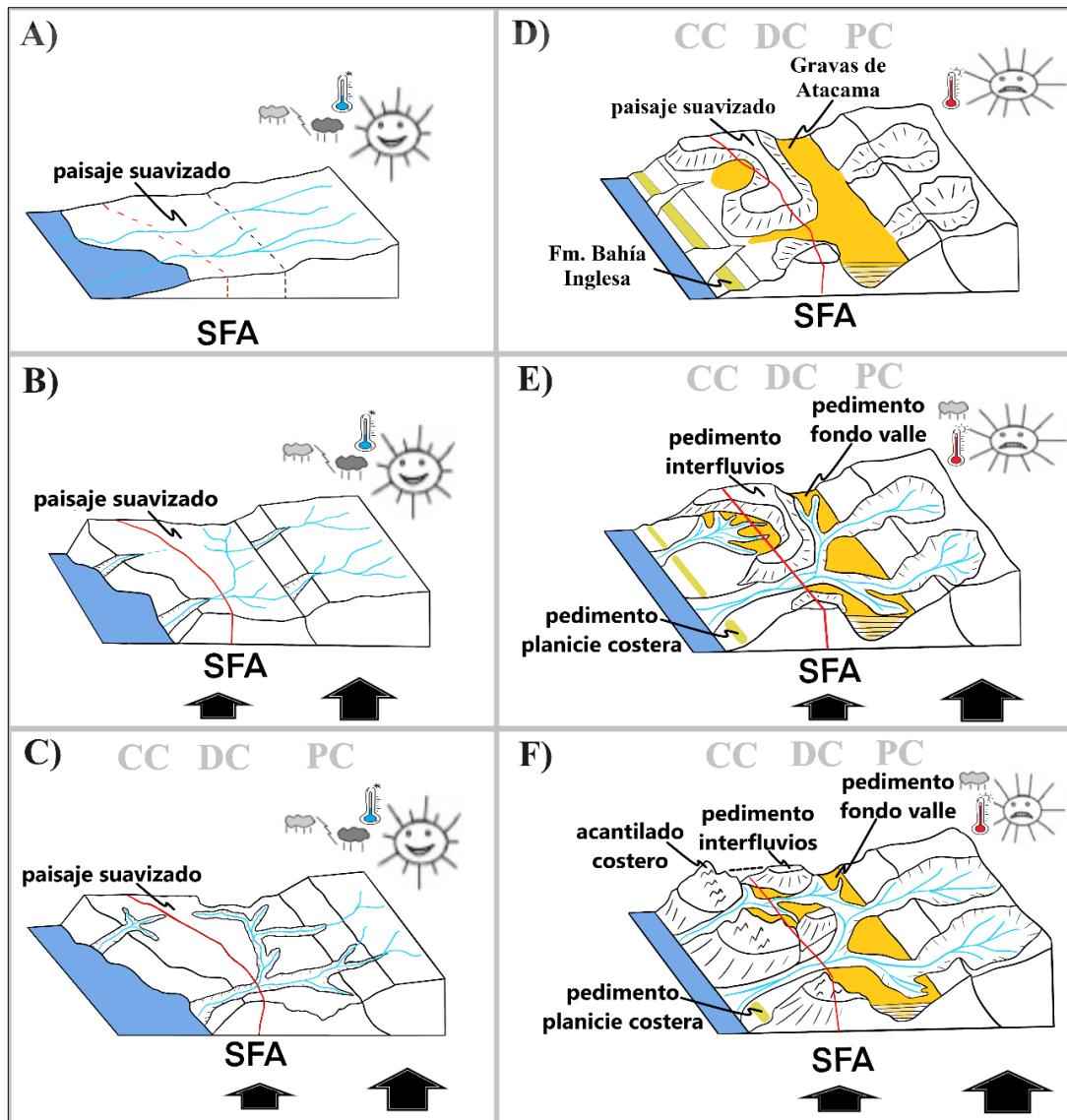
Basándose en los antecedentes que se tienen, se propone la siguiente sucesión temporal de eventos previos y durante el Neógeno – Cuaternario que intervienen a la evolución del paisaje en la CC (Figura N°5.5).

- Un Antearco con paisaje relativamente suavizado (Figura N°5.5a), experimentó durante el Eoceno – Oligoceno (Figura N°5.4b) la exhumación de la Precordillera causando una profunda incisión de los paleovalles (Maksaev y Zentelli, 1999; Nalpas *et al.*, 2005), como también la reorganización de algunas redes de drenaje disminuyendo los exutorios hacia el océano. Este evento ocurrió en conjunto a varios episodios lluviosos intermitentes (Alpers y Brimhall, 1988; Dunai *et al.*, 2005; Hinojosa, 2005; Arancibia *et al.*, 2006). Durante el Oligoceno superior – Mioceno inferior (Figura N°5.4c) continuó la incisión de los paleovalles, segmentando geomorfológicamente aún más la CC y DC (Farias *et al.*, 2008). Estos eventos son difíciles de cuantificar de manera morfométrica debido a la escala de tiempo, sin embargo, la presencia de pedimentos en los interfluvios sugiere que el paisaje preexistente poseía poco relieve. Además, la gran extensión areal del pedimento fondo

de valle en el dominio Este y la DC, sugieren la existencia de un valle longitudinal entre las cuencas Pan de Azúcar y Salado en la DC.

- Durante el Mioceno inferior – medio (Figura N°5.5d) las lluvias intermitentes cesan significativamente causando una disminución en la capacidad de transporte de los sedimentos, lo que conlleva a la agradación de las facies proximales de las Gravas de Atacama (Nalpas *et al.*, 2008). También se produjo una disminución del nivel global del mar, por lo que afloran en la costa las unidades sedimentarias de origen marino (Fm. Bahía Inglesa). Por último, las condiciones climáticas y tectónicas favorecen los procesos de pedimentación. Estos eventos se correlacionan con los distintos pedimentos (fondo de valle, interfluvios y planicie costera), como también el comportamiento del relieve topográfico que sugiere la presencia de un paisaje previo maduro – viejo.
- Durante el Mioceno medio – superior (Figura N°5.5e) finaliza la agradación de las facies distales de las Gravas de Atacama y posterior pedimentación ~ 6 Ma (Nalpas *et al.*, 2008). Esto acompañado de otro basculamiento del Antearco (Riquelme *et al.*, 2003) y reanudación de manera esporádicas de algunas precipitaciones (Reich *et al.*, 2009), eventos que conllevan a la incisión de las Gravas de Atacama. Este evento se correlaciona con las características sedimentológicas de la columna 3.
- Durante el Plioceno (Figura N°5.5f) continúa la incisión generalizada, lo que posiblemente permitió a la cuenca Pan de Azúcar recapturar su cabecera ubicada en la Precordillera, como también, la descontextualización de las Gravas de Atacama colgadas en el cauce principal. Además, comienza a intensificarse las condiciones climáticas de hiperaridez (Hartley y Chong, 2002), lo que habría provocado nuevamente una disminución de la capacidad de transporte y posterior agradación local de los depósitos sedimentarios ~ 3 Ma (Godoy y Lara, 1998). Por último, el acantilado costero retrocede significativamente hacia el este ubicándose en la posición actual a los ~ 2 Ma (Quezada *et al.*, 2010). El evento relacionado con la descontextualización de las Gravas de Atacama en la cuenca Pan de Azúcar se aprecia en el perfil transversal

(Figura N°5.4). Los depósitos sedimentarios de ~ 3 Ma se asocian a las columnas 1, 2, 4 y 5, en donde su incisión actual se denota mediante la *Knickzone*. Respecto a la emersión y retroceso del acantilado costero, estos eventos se relacionan principalmente a las evidencias que sustentan un rejuvenecimiento del paisaje.



CAPÍTULO VI: Conclusiones

El análisis topográfico y morfométrico regional de la Cordillera de la Costa entre Taltal y Puerto Viejo ($25^{\circ}30'$ – $27^{\circ}20'$ S), así como el análisis de facies aluviales en la cuenca Pan de Azúcar ($\sim 26^{\circ}10'$ S), permiten concluir que:

- Las evidencias topográficas y morfométricas sugieren que actualmente el paisaje de la CC se está rejuveneciendo preferentemente en las zonas donde afloran las unidades metasedimentarias del Devónico e intrusivas del Carbonífero – Cretácico temprano. El afloramiento de estas unidades en el dominio NO se restringe a la costa, mientras que en el dominio SO se extiende por toda la CC.
- Se interpretó que los factores geológicos que estarían controlando la segmentación se relacionan con las unidades metasedimentarias e intrusivas y que concentran mayoritariamente el avance de la erosión remontante de la *Knickzone*. Por otro lado, las unidades volcano-sedimentarias del Jurásico inferior – Cretácico inferior representarían una barrera o discontinuidad, conservando aguas arriba de la *Knickzone* un paisaje previo mayoritariamente maduro – viejo entre los dominios NO y Este.
- Mediante el análisis de facies aluviales y asociación de facies se logró reconstruir el paleoambiente de la cuenca Pan de Azúcar, como también correlacionar las columnas estratigráficas con los niveles de base antiguos que se encuentran datados. Estas evidencias denotan la compleja interacción que existe entre las unidades sedimentarias de ~ 3 y 6 Ma y su evolución geomorfológica.
- Por último, se concluye que el SFA segmentó geomorfológicamente a escala regional la CC, sin embargo, aspectos geológicos locales heredados en las unidades metasedimentarias e intrusivas estarían segmentando el comportamiento erosivo del paisaje actual.

Como recomendaciones, mencionar que entre las limitaciones morfométricas hay que considerar que el computador a utilizar debería poseer mayor capacidad computacional (p.ej. memoria RAM ≥ 16 Gigabytes). Además, en esta tesis se usó un DEM de 30 x 30 m², pero si se desea profundizar el análisis morfométrico a un área más reducida, se recomienda disminuir el tamaño de celda. Entre las variables utilizadas, en el análisis de *knickpoints* se recomienda disminuir el valor del quiebre a > 30 m, ya que algunos gráficos (apartado Anexo) evidenciaron quiebres menores cercanos a la costa y que el análisis PPS no registró debido al parámetro de gran escala (quiebre > 75 m). Por último, para el índice χ se puede reducir el tamaño mínimo de área drenada en la jerarquización de cuencas a 1×10^5 m², lo que incorporaría más información cercana a las divisorias de aguas y determinaría con más detalles su comportamiento local. Respecto al análisis de facies, se recomienda ampliar la obtención de datos estratigráficos a las otras cuencas principales que se encuentran en el área de estudio y, en lo posible, sustentar estas evidencias datando los niveles de ceniza que posean los depósitos sedimentarios que constituyen niveles de base antiguos.

Bibliografía

Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J. (2013). Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica en los Andes Semiáridos chilenos entre los 27-32°S. *Andean Geology*, 40, 79-101.

Alpers, C. N., Brimhall, G. H. (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.

Arabasz, W. J. (1971). Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. PhD Thesis, Calif. Inst. Technol., Pasadena, CA. 264.

Arancibia, G., Matthews, S. J., Pérez de Arce, C. (2006). K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in the Atacama Desert, Northern Chile: tectonic and climatic relations. *Journal of the Geological Society*, 163, 107-118.

Arévalo, C. (2005). Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 91, 1 mapa escala 1:100.000.

Azañón, J. M., Galve, J. P., Pérez-Peña, J. V., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A., Roldán, F. J. (2015). Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics*, 663, 19–32.

Baulig, H. (1926). Sur une méthode d'Analyse altimétrique appliquée á LA Bretagne. *Bull. l'Association Geogr. Fr.* 10, 7–9.

Bell, C. M. (1984). Deformation produced by the subduction of a Paleozoic turbidite sequence in northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 141, 339-347.

Bell, C. M. (1987). The origin of the Upper Paleozoic Chañaral mélange of N Chile. *Journal of the Geological Society*, 144, 599-610.

Bouzari, F., Clark, A. H. (2002). Anatomy, evolution, and metallogenic significance of the supergene orebody of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I Region, Northern Chile. *Economic Geology* 97, 1701-1740.

Bowles, C. J., Cowgill, E. (2012). Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocino-Sonoma coast, northern California. *Geosphere*, 8, 386-402.

Brown, M., Díaz, F., Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama Fault system 25°00'-27°00'S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 1165-1174.

Cahill, T., Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res.*, 97, 17503-17529.

Carrizo, D., González, G., Dunai, T. (2008). Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con ²¹Ne cosmogónico. *Revista Geológica de Chile*, 35 (1), 1-38.

Charrier, R., Vicente, J. C. (1972). Liminary and geosinclinal Andes: Major orogenic phases and synchronical evolutions of the Central and Magellan sectors of the Argentine-Chilean Andes. *Solid Earth Probi Conf Buenos Aires Upper Mantle Proj 2*, 451-470.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*, 21-114.

Chough, S. K., Hwang, I. G., Choe, M. Y. (1990). The Miocene Doumsan fan-delta, southeast Korea: a composite fan-delta system in a back-arc margin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 445–455.

Clark, A. H., Mortimer, C., Sillitoe, R. (1967). Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature*, 215, 723-724.

Coira, B., Davidson, C., Mpodozis, C., 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. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, 37–82.

Contreras, J. P., Espinoza, M., De la Cruz, R., Jorquera, R., Kraus, S., Naranjo, J. A., Escribano, J., Martínez, P. (2013). Carta Cifuncho, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 161, 1 mapa escala 1:100.000.

Cooke, R. U. (1970). Morphometric Analysis of Pediments and Associated Landforms in the Western Mojave Desert, California. *American Journal of Science*, 269, 26-38.

Cooke, R. U., Warren, A. (1973). *Geomorphology in Deserts*. University of California Press. Berkeley and Los Angeles, 374.

Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C. F., Tomlinson, A. (1993). Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-93-01 (escala 1:50.000), 258.

Cornejo, P., Matthews, S., Pérez de Arce, C. (2003). The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24-27°S). *Congreso Geológico Chileno No. 10*.

Crosby, B., Whipple, K. X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand: *Geomorphology*, 82, 16-38.

Dallmeyer, R. D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G. K., Treloar, P. J. (1996). Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26°-27°30'S, North Chile: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *Journal of Geology*, 104, 19-40.

Dalrymple, R. W. (2010). Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis and facies models. *Facies models, Fourth Edition*, 3-18.

D'Agostino, N., Jackson, J. A., Dramis, F., Funicello, R. (2001). Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy). *Geophys. J. Int.*, 147, 475–497.

Dohrenwend, J., Parsons, J. (1994). Pediments in Arid Environments. *Geomorphology of Desert Environments: London, Chapman and Hall*, 321–353.

Dunai, T., González, G., Juez, J. (2005). Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, 33, 321-324.

Escribano, J., Martínez, P., Domagala, J., Padel, M., Espinoza, M., Jorquera, R., Contreras, J., De la Cruz, R., Calderón, M. (2013). Cartas Bahía Isla Blanca y Taltal, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 164-165, 1 mapa escala 1:100.000.

Espinoza, M., Contreras, J. P., Jorquera, R., De la Cruz, R., Kraus, S., Ramírez, C., Naranjo, J. A. (2014). Carta Cerro del Pingo, Regiones de Antofagasta y de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 169, 1 mapa escala 1:100.000.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid Surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics* 27.

Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M., Duncan, C. (1994). How flat is Tibet? *Geology*, 22, 163.

Flint, J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, *Water Resour. Res.*, 10 (5), 969–973.

Forte, A. M., Whipple, K. X. (2018). Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters*, 493, 102-117.

Forte, A. M., Whipple, K. X. (2019). Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surf. Dynam.*, 7, 87–95.

Frankel, K. L., Dolan, J. F. (2007). Characterizing arid region alluvial fan surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data: *Journal of Geophysical Research*, 112, 14.

Fuenzalida, H. (1965). *Biogeografía. Geografía Económica de Chile*. CORFO. Santiago, Chile, Editorial Universitaria S.A.

García, F. (1967). *Geología del Norte Grande de Chile*. Simposio Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile, 3, 138.

Garrido, G. (2009). Evolución morfológica de la depresión de Domeyko entre los 28°45'-29°00' durante el Neógeno. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Godoy, E., Lara, L. (1998). Cartas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 5-6, 1 mapa escala 1:100.000.

Godoy, E., Lara, L. (1999). Carta Puerto Flamenco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 15, 1 mapa escala 1:100.000.

Godoy, E., Marquardt, C., Blanco, N. (2003). Carta Caldera, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 76, 1 mapa escala 1:100.000.

Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R. D., Taylor, G. K., Treloar, P. J. (1994). Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, 22, 391-394.

Grocott, J., Taylor, G. (2002). Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°S). *Journal of the Geological Society*, 159, 425-442.

Grohmann, C. H. (2005). Trend-surface analysis of morphometric parameters: a case study in southeastern Brazil. *Comput. Geosci.* 31, 1007–1014.

Hack, J. T. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, U.S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 294-B, 97.

Hartley, A., Chong, G. (2002). Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology*, 30 (1), 43-46.

Hervé, M. (1987a). Movimiento normal de la falla Paposos, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 31–36.

Hervé, M. (1987b). Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 37-42.

Hinojosa, L. (2005). Cambios climáticos y vegetacionales inferidos a partir de paleofloras cenozoicas del sur de Sudamérica. *Revista Geológica de Chile*, 32, 95–115.

Horton, B. K., Schmitt, J. G. (1996). Sedimentology of the lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, 43, 133–155.

Howard, A., Dietrich, W., Seidl, M. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales: *Journal of Geophysical Research*, 99, 13971-13986.

James, N. P., Dalrymple, R. W., Miall, A. (2010). *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, *GEOtext 6, Alluvial Deposits*, 105-138.

Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Strecker, M. R. (2016). TerraceM: a MATLAB(R) tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. *Geosphere*, 12, 176–195.

Jordan, T. E., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., Ando, C. (1983). Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361.

Kirby, E., Whipple, K. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29, 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: *Journal of Geophysical Research*, 108, B4.

Kirby, E., Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schulunegger, F., Baur, H., Kubik, P. W., Wieler, R. (2007). Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment budgets. *Geomorphology*, 83, 97-120.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Zeilinger, G., Schulunegger, F., Kubik, P. W., Baur, H., Wieler, R. (2009). Complex multiple cosmogenic nuclide concentration and histories in the arid Rio Lluta catchment, northern Chile. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 398-412.

Korup, O. (2006). Rock-slope failure and the river long profile. *Geology*, 34, 45-48.

Korup, O., Montgomery, D. R., Hewitt, K. (2010). Glacier and landslide feedbacks to topographic relief in the Himalayan syntaxes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107, 5317-5322.

Lague, D. (2014). The stream power river incision model: Evidence, theory and beyond, *Earth Surf. Processes Landforms*, 39 (1), 38–61.

Lara, L., Godoy, E. (1998). Carta Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 4, 1 mapa escala 1:100.000.

Maksaev, V., Zentilli, M. (1999). Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Explor. Mining. Geol.*, 8, 65-89.

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

Molin, P., Pazzaglia, F. J., Dramis, F. (2004). Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *Am. J. Sci.* 304, 559-589.

Molin, P., Fubelli, G., Nocentini, M., Sperini, S., Ignat, P., Grecu, F., Dramis, F. (2012). Interaction of mantle dynamics, crustal tectonics, and Surface processes in the topography of the Romanian Carpathians: a geomorphological approach. *Glob. Planet. Change* 90–91, 58–72.

Montgomery, D. R., Balco, G., Willett, S. D. (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 Geological Society of London*, 129, 505-526.

Mpodozis, C., Kay, S. M., Cornejo, P., Tittler, A. (1995). La franja de Maricunga: síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes centrales, *Revista Geológica de Chile*, 22, 273–313.

Nalpas, T., Hérail, G., Mpodozis, C., Riquelme, R., Clavero, J., Dabard, M. P. (2005). Thermochronological data and denudation history along a transect between Chañaral and Pedernales ($\approx 26^\circ$ S), north Chilean Andes: orogenic implications. *Sixth International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, Spain, IRD*, 548–551.

Nalpas, T., Dabard, M. P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A., Hérail, G. (2008). Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control?. *Tectonophysics*, 459, 161-173.

Naranjo, J. A., Puig, A. (1984). Hojas Taltal y Chañaral. Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, N° 62-63, 140.

Neely, A. B., Bookhagen, B., Burbank, D. W. (2017). An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transient landscapes: Calibration and validation, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 122, 1236–1261.

Nishiizumi, K., Caffee, M., Finkel, R. C., Brimhall, G., Moter, T. (2005). Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 449-507.

Orme, A. R. (2007). The Rise and Fall of the Davisian Cycle of Erosion: Prelude, Fugue, Coda, and Sequel. *Physical Geography*, 28:6, 474-506.

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*. Biscaye Frères. Bordeaux, 420.

Paskoff, R., Naranjo, J. A. (1979). Les grandes étapes de l'évolution géomorphologique des Andes pendant le Cénozoïque dans le sud du désert d'Atacama (Chili). *Comptes Rendus Academie Science (Paris), Ser. D*, 289, 1203-1206.

Pelletier, J. (2010). How do pediments form?: A numerical modeling investigation with comparison to pediments in southern Arizona, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 1816-1829.

Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104, 135-150.

Placzek, C., Quade, J., Rech, J. A., Patchett, P. J., Pérez de Arce, C. (2009). Geochemistry, chronology and stratigraphy of Neogene tuffs of the Central Andean region. *Quaternary Geochronology*, 4, 22-36.

Quezada, J., Cerda, J. L., Jensen, A. (2010). Tectonic and climatic effects in the morphologic configuration of the coastal relief of northern Chile. *Andean Geology*, 37, 78-109.

Reich, M., Palacios, C., Vargas, G., Luo, S., Cameron, E. M., Leybourne, M. I., Parada, M. A., Zúñiga, A., You, C. F. (2009). Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Mineralium Deposita*.

Riquelme, R. (2003). Evolución geomorfológica neógena de los Andes centrales del Desierto de Atacama (Chile): Interacción tectónica-erosión-clima. Tesis, Universidad de Chile, Santiago, y Universidad de Toulouse III, Francia.

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° y 28° S). *Geomorphology*, 86, 283-3006.

Rodríguez, M. P. (2008). Evolución de la Erosión y del Relieve del Antearco de Chile Central (33°-34°S) durante el Neógeno mediante el Análisis de Minerales Pesados Detríticos y la Geomorfología. MSc Thesis, Universidad de Chile.

SERNAGEOMIN. (2002). Mapa Geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 61, 1 mapa escala 1:1.000.000.

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° S). *Terra nova*, 18, 217-223.

Schwanghart, W., Kuhn, N. J. (2010). TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling & Software*, 25, 770-781.

Schwanghart, W., Molkenthin, C., Scherler, D. (2021). A systematic approach and software for the analysis of point patterns on river networks. *Earth Surf. Process. Landforms*, 1–16.

Scotti, V. N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., Casas-Sainz, A. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology*, 206, 37–57.

Sillitoe, R. H., Mortimer, C., Clark, A. H. (1968). A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. *Institute of Mining and Metallurgy Transactions, (Section B) 27*, 166-169.

Smith, G. A. (1986). Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1–10.

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 Sciences*, 11, 211-215.

Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11), 1117-1142.

Strudley, M. W., Murray, A. B. (2007). Sensitivity analysis of pediment development through numerical simulation and selected geospatial query. *Geomorphology*, 88, 329-351.

Summerfield, M. A. (1991). *Global Geomorphology. An Introduction to the Study of Landforms*. Geological Magazine. 537.

Taylor, G., Grocott, J., Pope, A., Randall, D. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of Northern Chile. *Tectonophysics*, 299, 93-109.

Tricart, J., Cailleux, A. (1958). *Cours de Geomorphologie I: Geomorphologie Structurale*. C. D. U., Paris.

Twidale, C. (1981). Origins and environments on pediments. *Journal of the Geological Society of Australia: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, 28:3-4, 423-434.

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.

Wentworth, C. K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30 (5), 377-392.

Willett, S. D., McCoy, S. W., Perron, J. T., Goren, L., Chen, C. Y. (2014). Dynamic reorganization of river basins. *Science*, 343.

Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Produces, promise, and pitfalls. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, 398, 55-74.

Yañez, 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. *J. Geophys. Res.*, 106, 6325-6435.

Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Romero, C., Sellés, D. (2002). The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (1), 23-38.

Anexo

