



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE LA DEPRESIÓN DE DOMEYKO ENTRE
LOS 28°45' - 29°00' DURANTE EL NEÓGENO.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEÓLOGO

GUILLERMO ANDRÉS GARRIDO ECHEVERRÍA

PROFESOR GUIA:

MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISION:

REYNALDO CHARRIER GONZALEZ

SEBASTIAN CARRETIER

Santiago de Chile

Abril 2009

Resumen

La Depresión de Domeyko (DD) corresponde a una cuenca ubicada al sur del río Huasco entre los 28°47' S y 29°9' S. Limita hacia el este con la Cordillera Principal (CP), y hacia el oeste con la Cordillera de la Costa (CC). Estas unidades morfoestructurales presentan litologías características, limitadas por sistemas de fallas. La CC se compone, principalmente, de rocas intrusivas de composición intermedia afectadas por el sistema de falla de Atacama. La DD se compone de rocas volcánicas en el sector occidental (Grupo Bandurrias), y de rocas calcáreas en su sector oriental (Grupo Chañarcillo), ambas asociadas a una cuenca de trasarco desarrollada durante el Cretácico Inferior. Sobreyace a estas unidades, en discordancia angular y de erosión, depósitos semiconsolidados denominados Gravas de Atacama. La CP se compone de rocas volcánicas de edad Cretácica Superior (Formación Cerrillos) e intrusivos Paleocenos, su límite con la DD se relaciona con la falla Agua de los Burros, que presenta una vergencia hacia el oeste.

Se observan en las cercanías de la DD distintos relictos de superficies de bajo relieve que se interpretan como el resultado de variaciones en los niveles base de la redes de drenaje. Estableciendo su distribución y correlación, se distinguen distintos eventos de alzamiento, erosión y depósito, que configuran la morfología y relieve de esta zona.

Las superficies relictas más elevadas (C1 en la CC, P1 en la CP), corresponden a la denudación del relieve Incaico (Eoceno-Oligoceno) en esta región. Posteriormente, un nuevo pulso tectónico (local y/o regional) en la CP y CC, cambió el nivel base de las redes de drenaje, produciendo el desarrollo de las superficies C2 en la CC, y P2 en la CP. Este evento se encuentra relacionado al desarrollo de la DD, estableciendo sus límites occidental y oriental. Posiblemente, el desarrollo de erosión diferencial, producto de la exhumación de la franja de rocas intrusivas en la CC, permitió el desarrollo de drenajes laterales, complementando el desarrollo de la DD.

Un nuevo alzamiento en la CC y CP generó el desarrollo de pedimentos (Superficies C3 y P3, respectivamente) que aportaron el sedimento que constituye las Gravas de Domeyko. Un reordenamiento de las redes de drenaje, un cambio en la distribución de precipitaciones y/o un bloqueo del drenaje por un nuevo alzamiento de la Cordillera de la Costa, pueden estar asociados al desarrollo de este depósito.

La última etapa se encuentra caracterizada por la incisión del paisaje. Este evento se asocia a un basculamiento relacionado al alzamiento post 10 Ma y/o a la reapertura de la red de drenaje hacia el océano. La morfología y morfometría de la red de drenaje indica que el relieve se encuentra en un estado de degradación, con algunos drenajes aún no ajustados al nuevo nivel base. Esto se encuentra evidenciado por el desarrollo de valles colgados en la CP, asociados a la superficie P3.

Agradecimientos

Se agradece al proyecto Anillo ACT-18 RED-17 por el financiamiento de este trabajo.

Índice

| | |
|--|------------|
| 1. Introducción..... | 9 |
| 1.1 Planteamiento del Problema | 9 |
| 1.2 Hipótesis | 11 |
| 1.3 Objetivos..... | 11 |
| 1.3.1 Objetivo General | 11 |
| 1.3.2 Objetivo Específico | 11 |
| 1.4 Metodología..... | 11 |
| 1.3.1 Recopilación Bibliográfica..... | 12 |
| 1.3.2 Trabajo en Terreno..... | 13 |
| 1.3.3 Trabajo de Gabinete..... | 14 |
| 2 Marco Regional..... | 14 |
| 2.1 Referencias geográficas y fisiográficas | 14 |
| 2.1.1 Ubicación y Accesos | 14 |
| 2.1.2 Fisiografía..... | 16 |
| 2.1.3 Hidrología..... | 19 |
| 2.1.4 Clima | 19 |
| 2.2 Antecedentes del Clima durante el Neógeno..... | 20 |
| 2.3 Marco Geotectónico | 21 |
| 2.3.1 Geodinámica..... | 21 |
| 2.3.1 Segmentación Andina..... | 23 |
| 2.3.4 Unidades MorfoEstructurales..... | 25 |
| 2.4 Marco Geológico | 28 |
| 2.4.1 Unidades Estratificadas | 28 |
| 2.4.2 Unidades Intrusivas | 34 |
| 2.4.3 Estructuras | 35 |
| 2.5 Discordancia | 37 |
| 3. Geología Local | 38 |
| 3.1 Litología | 38 |
| 3.1.1 Sustrato..... | 38 |
| 3.1.2 Gravas de Domeyko | 43 |
| 3.3 Estructuras | 53 |
| 3.3.1 Sistema de Falla de Atacama..... | 53 |
| 3.3.2 Sistema de Falla Agua de los Burros..... | 53 |
| 3.3.4 Discordancia | 56 |
| 4 Morfología y Morfometría del Paisaje | 58 |
| 4.1 Introducción..... | 58 |
| 4.2. Superficies de bajo relieve..... | 59 |
| 4.2.1 Descripción de las Superficies de bajo relieve | 59 |
| 4.3 Morfología y Morfometría de la red de drenaje | 84 |
| 4.3.1 Características del Drenaje | 84 |
| 4.3.2 Jerarquía | 87 |
| 4.3.3 Análisis Hipsométrico | 89 |
| 4.3.4 Perfiles de Talweg | 97 |
| _Toc227730600 | |
| 5 Discusiones..... | 103 |
| 5.1 Eventos de Deformación | 103 |

| | |
|--|------------|
| 5.2 Denudación..... | 105 |
| 5.3 Origen de la Depresión de Domeyko | 106 |
| 5.4 Depósito de las Gravas de Domeyko y Pedimentación en Cordillera Principal. | 109 |
| 5.5 Incisión y desarrollo actual de los drenajes..... | 111 |
| 5.6 Modelo de evolución morfológica..... | 113 |
| 7. Conclusiones | 115 |
| 8. Referencias..... | 116 |

Índice de Tablas y Figuras.

| | |
|--|-----------|
| <i>Figura 2.1: Ubicación de la región de estudio.....</i> | <i>15</i> |
| <i>Figura 2.2. Aspectos geográficos.....</i> | <i>18</i> |
| <i>Figura 2.3.Reconstrucción de movimiento relativo entre placa de Nazca y Sudamericana desde el Eoceno. (Somoza, 1998)...</i> | <i>22</i> |
| <i>Figura 2.4: Segmentación Andina.</i> | <i>24</i> |
| <i>Figura 2.5. Unidades morfoestructurales.</i> | <i>27</i> |
| <i>Tabla 2.1. Edades del techo de las Gravas de Atacama.</i> | <i>31</i> |
| <i>Figuras 2.6: Modelo de Nalpas et. al. (2007) para las Gravas de Atacama.....</i> | <i>32</i> |
| <i>Figura 2.7: Modelo de Riquelme et. al 2007 para las gravas de Atacama.....</i> | <i>33</i> |
| <i>Figura 3.1. Grupo Bandurrias en la quebrada Algarrobal.</i> | <i>39</i> |
| <i>Figura 3.3: Sustrato de las Gravas de Domeyko en la quebrada Cabecita Larga.</i> | <i>41</i> |
| <i>Figura 3.4. Sustrato en la quebrada Algarrobal.....</i> | <i>41</i> |
| <i>Figura 3.5 Formación Cerrillos.....</i> | <i>42</i> |
| <i>Figura 3.6 Grupo Chañarillo y Grupo Bandurrias.</i> | <i>42</i> |
| <i>Figura 3.7: Disposición espacial de las Gravas de Domeyko... </i> | <i>44</i> |
| <i>Figura 3.8: Ubicación de las Columnas estratigráficas.</i> | <i>45</i> |
| <i>Figura 3.9: Variación de facies en las Gravas de Domeyko....</i> | <i>46</i> |
| <i>Figura 3.10. Brechas Sedimentarias.</i> | <i>49</i> |
| <i>Figura 3.11. Gravas matriz soportadas cementados por carbonato.....</i> | <i>49</i> |
| <i>Figura 3.12. Conglomerados angulosos a subredondeos clasto-soportados.....</i> | <i>50</i> |
| <i>Figura 3.13. Arenas con contenido de limo</i> | <i>50</i> |
| <i>Figura 3.14: Falla inversa con vergencia al oeste en el sistema Agua de los Burros.....</i> | <i>54</i> |
| <i>Figura 3.15: Falla inversa del Sistema Agua de los Burros....</i> | <i>54</i> |
| <i>Figura 3.16: Falla Algarrobo Macho.....</i> | <i>55</i> |
| <i>Figura 3.17: Discordancia.....</i> | <i>56</i> |
| <i>Figura 3.18: Discordancia entre las Gravas de Domeyko y el Grupo Bandurrias en la quebrada Pelicano.....</i> | <i>57</i> |
| <i>Figura 4.1. Superficies de bajo relieve en la Cordillera Principal.....</i> | <i>61</i> |

| | |
|--|-----|
| <i>Figura 4.2. Perfil B-B'</i> | 62 |
| <i>Figura 4.3. C'-C y D'-D</i> | 62 |
| <i>Figura 4.4. Superficies en la Cordillera Principal</i> | 64 |
| <i>Figura 4.5. Superficies P1, P2 y P3 en el Llano de los Pingos</i> . 64 | |
| <i>Figura 4.6. Superficies de bajo relieve en la Cordillera de la Costa y Depresión de Domeyko</i> | 66 |
| <i>Figura 4.7. Superficie D1</i> | 66 |
| <i>Figura 4.8. Superficie C3 y D1</i> | 67 |
| <i>Figura 4.9. Foto de la superficie D1 y D2</i> | 68 |
| <i>Figura 4.10. Superficie D3</i> | 69 |
| <i>Figura 4.11. Reconstrucción de la morfología del sustrato de los depósitos</i> | 71 |
| <i>Figura 4.12. Superficie C1 y C2</i> | 72 |
| <i>Figura 4.13. Superficies C1 y C.2</i> | 74 |
| <i>Figura 4.14. Superficie C3</i> | 75 |
| <i>Figura 4.15. Mapa de Superficies de bajo relieve en la región de estudio</i> | 76 |
| <i>Figura 4.16. Relación entre la Falla Agua de los Burros, la discordancia D4 y las superficies P1 y P2</i> | 80 |
| <i>Figura 4.17. Relación morfológica entre las superficies P3-D1-C3</i> | 82 |
| <i>Figura 4.18. Vista en planta de la erosión de las Gravas de Domeyko</i> | 83 |
| <i>Figura 4.19. Morfología y jerarquía de la hoy hidrográfica Chañaral</i> | 86 |
| <i>Figura 4.20: Relación entre el orden de Strahler y el área, y la cantidad de canales</i> | 88 |
| <i>Figura 4.21. Hoyas Hidrográficas de los tributarios de la quebrada Chañaral</i> | 90 |
| <i>Figura 4.22: Curvas Hipsométricas para las cuencas que tributan a la quebrada Chañaral</i> | 91 |
| <i>Tabla 4.1: Valores de la Integral Hipsométrica y el área de las cuencas</i> | 92 |
| <i>Figura 4.23. Diagramas de distribución del relieve</i> | 94 |
| <i>Figura 4.24: Modelo idealizado de perfiles de talweg</i> | 98 |
| <i>Figura 4.25: Perfiles de talweg</i> | 99 |
| <i>Figura 4.26 Valles Colgados en la quebrada Algarrobal</i> | 101 |
| <i>Figura 5.1: Relieve Incaico</i> | 104 |

Figura 5.2: Basculamiento..... 107
*Figura 5.3 Modelo de desarrollo de la Depresión de Central
entre los 33° - 35° S (Farías et. al., 2008). (continua en la
siguiente página)..... 108*

1. Introducción

1.1 Planteamiento del Problema

A gran escala, la topografía del margen Andino ha sido entendida como una expresión de primer orden de los procesos tectónicos del Cenozoico (Isaaks, 1988; Lamb et al., 1997). Además la cadena montañosa presenta una segmentación latitudinal debido a las diferencias en la morfología, actividad volcánica, estilos de deformación y evolución geológica (Ramos y Mpodozis, 1989).

Uno de estos segmentos corresponde a la zona de subducción plana, con un ángulo de subducción entre 10 y 15° (Baranzagi and Isacks, 1976), desarrollada entre los 27° y 33° S. Esta característica en la geometría de subducción se correlaciona con estilos de deformación de piel gruesa, unidades morfoestructurales diferentes con respecto a los segmentos vecinos, y una escasa actividad volcánica desde hace 10 Ma (Kay and Mpodozis, 2002; Yañez, et al., 2001). Por otro lado, se observa que el gradiente de precipitaciones aumenta considerablemente hacia el sur, y corresponde a la transición entre el clima hiper-árido en el desierto de Atacama, y el clima templado mediterráneo que se desarrolla en la zona central de Chile (33° S).

La morfología de esta región presenta como rasgo principal la desaparición de la depresión central o longitudinal que se presenta bien desarrollada hacia el norte y sur de este segmento. Farías et. al. (2008) presenta un modelo de desarrollo de la Depresión Central entre los 32° y los 34° S en el que propone que la erosión diferencial de rocas con menor resistencia a la meteorización es uno de los factores principales en su formación. En esta línea ingresa la segmentación climática como un factor principal en la discusión para explicar la ausencia de esta morfología entre los 27° y 33° S.

La relación entre el clima y la tectónica en el desarrollo de la orogénesis se encuentra en debate (Molnar y England, 1990; Lamb y Davis, 2003). Se ha planteado que el traspaso de masa desde el erógeno al océano se encuentra estrechamente condicionado por el clima, donde las variaciones latitudinales muestran un control sobre la morfología del orógeno (Alpers y Birmhall, 1989; Hartley et. al., 2000; Montgomery et. al., 2001).

En este sentido, se han realizado estudios en la zona del valle del río Salado (26° S), donde se reconocen depósitos fluviales y aluviales Miocenos que rellenan el paleorelieve del Oligoceno, su estancamiento y preservación en el antearco se explica por la ardidificación del Norte de Chile desde el Mioceno (Riquelme et. al., 2003, 2007; Nalpas et. al., 2007). Por otro lado, Rodríguez (2007) plantea que los depósitos marinos de la Formación Navidad que afloran en la costa al sur de los 34° S se relacionan con la erosión de la depresión central planteada en Farías et. al. (2008) de unidades volcánicas del Oligoceno-Mioceno. En ambos casos se establece una relación entre los depósitos sedimentarios y la morfología.

En los 29° S, al sur del río Huayco, se observa una depresión entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, definida por Moscoso (1979) como “Graben de Domeyko”, la cual presenta una carpeta de sedimentos con morfología de abanicos cuyos ápices se encuentran cubriendo la Cordillera Principal. Al sur de esta depresión, entre la quebrada Los Choros y el río Elqui, se observa un relieve continuo desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera Principal, mientras, al norte de Copiapó (27° S), se desarrolla la Depresión Central.

La ubicación de la Depresión de Domeyko; en el límite sur de la Depresión Central, y en la transición desde un clima semiárido a uno árido; hacen que sea un lugar interesante para establecer las interrelaciones entre el clima y la tectónica en la evolución del paisaje.

1.2 Hipótesis

La evolución morfológica de la Depresión de Domeyko estuvo controlada los eventos asociados al alzamiento andino en el Neógeno y el clima regional.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

El objetivo general de este estudio es establecer un modelo de evolución morfológica de la Depresión de Domeyko.

1.3.2 Objetivo Específico

- Establecer los eventos geológicos que se sucedieron en esta región durante el Neógeno.
- Establecer el contexto tectónico y climático en que se desarrollaron las Gravas de Domeyko.
- Establecer los procesos de erosión – denudación que intervinieron en el desarrollo de la Depresión de Domeyko y que dieron origen a las Gravas de Domeyko.
- Establecer la evolución de las redes de drenaje.
- Establecer las condiciones geológicas y climáticas en que se desarrolló la morfología de la zona de estudio.

1.4 Metodología

1.- Recopilación a escala 1:250.000 de la geología de la depresión de Domyeko, con énfasis en los límites de la cuenca y la distribución espacial de los depósitos Neógenos, las unidades litológicas que conforman el sustrato, sus relaciones de contacto y las estructuras que las afectan. La confección de mapa se apoyó con el análisis de fotos aéreas, imágenes satelitales (ASTER Y LANDSAT), cartas topográficas y trabajo en terreno de 15 días.

2.- Recopilación de información sobre los depósitos de piedemonte en climas áridos a semiáridos, poniendo énfasis en su morfología, litofacies características y condiciones físicas en que se desarrollan. Construcción columnas estratigráficas 1:1000 en una campaña de terreno de 15 días, donde se reconocieron las litofacies que caracterizan la estratigrafía y sedimentología de los depósitos Neógenos. La cronología se estableció de manera relativa.

3.- Se estableció la distribución espacial de los distintas superficies de bajo relieve, en un mapa en formato GIS; para ello se utilizaron cartas topográficas, fotos aéreas, Google Earth, modelos de elevación digital (DEM), softwares que permiten construir perfiles topográficos desde un DEM, como River Tools 3.0 y ENVI. Posteriormente se estableció la correlación morfológica entre las distintas superficies.

4.-Utilizando el software River Tools 3.0 junto a un modelo de elevación topográfico (DEM), se caracterizó la incisión y se obtuvo la morfometría (área drenada, perfil del talweg, curvas hipsométricas, jerarquía de los drenajes, pendiente) de los drenajes actuales en la quebrada Chañaral.

5.- Recopilación de información bibliográfica sobre los efectos del clima y la tectónica sobre los procesos de erosión y sedimentación para lograr establecer su control en el área de estudio.

6.- Establecer las posibles relaciones de la evolución morfológica del área con los eventos regionales que han controlado la evolución de los Andes.

1.3.1 Recopilación Bibliográfica.

La recopilación bibliográfica se efectuó sobre los siguientes temas.

- Información sobre los trabajos de geología realizados en la zona.
- Información sobre los depósitos de piedemonte en climas áridos a semiáridos, poniendo énfasis en su morfología, litofacies características y condiciones físicas en que se desarrollan.
- Información sobre los efectos del clima y la tectónica sobre los procesos de erosión, sedimentación y modelado del paisaje.
- Información sobre la génesis e implicancias del desarrollo de superficies de bajo relieve, y su utilidad como marcadores de alzamiento.
- Información sobre geomorfología cualitativa y cuantitativa sobre el desarrollo de las redes de drenaje.
- Información sobre los distintos eventos geológicos regionales que han controlado el desarrollo de margen andino en Chile, con énfasis en la zona del “Flat Slab”.

1.3.2 Trabajo en Terreno.

El trabajo en terreno constituyó de dos campañas realizadas entre 26 de Julio y el 11 de Agosto del año 2008, y entre 29 de Octubre y el 8 de Noviembre del mismo año.

En las campañas de terreno se recolectaron los datos sobre la geología del área, distribución de las litologías y estructuras, reconocimiento de las superficies de bajo relieve y construcción de columnas estratigráficas de los depósitos Neógenos.

1.3.3 Trabajo de Gabinete.

El trabajo de Gabinete se puede dividir en tres etapas.

Primero un apoyo a las campañas de terreno utilizando fotos aéreas; imágenes satelitales (ASTER y LANSAT); google earth; las cartas topográficas Quebrada Las Cañas, Domeyko, Estación Chañar, Quebrada el Tabaco, Incaguasi, El Morado 1:50,000 levantadas por el IGM; modelos de elevación digital (DEM, SRTM) con una resolución 90m por píxel.

Segundo, el procesamiento y análisis de los datos recolectados en terreno y la confección de mapas digitalizados en formato GIS. Además del análisis de las redes hidrográficas por medio del software River Tool 3.0 que utiliza modelos de elevación digital.

Tercero la elaboración de un modelo que establece las distintas etapas del relieve que configuraron la morfología, y como estas se relacionan con los eventos regionales geológicos y climáticos que han afectado la región.

2 Marco Regional

2.1 Referencias geográficas y fisiográficas

2.1.1 Ubicación y Accesos

La zona de estudio, se encuentra en el límite entre la Región de Coquimbo y la Región de Atacama en el Norte Chico de Chile ($28^{\circ}47'S$ - $29^{\circ}9'S$). Se accede por la ruta 5-Norte, que une a Arica con Puerto Montt.

Los principales centros urbanos corresponden a Domeyko y Cachiyuyo (figura 2.1), desde donde se toman los caminos que recorren las quebradas de la depresión. Estos fueron construidos, principalmente, para las faenas mineras que existen en la zona.

En el sector de Domeyko, nace el desvío que lleva hasta Carrizalillo en la costa, este camino sigue por la quebrada Chañaral permite y recorrer el límite occidental del área de estudio, donde existen caminos por la quebrada Puquios y Pastos Largos, construidos para explotación minera en la zona.

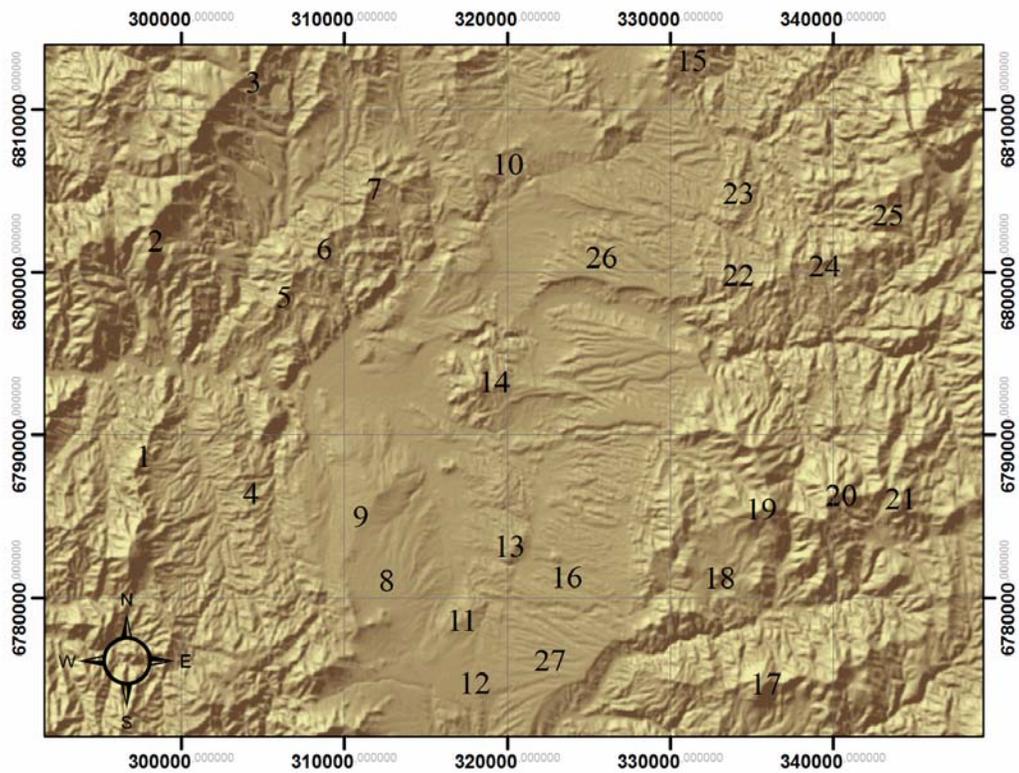
Hacia el sur de la depresión, existen caminos construidos para acceder a los observatorios astronómicos que se instalaron en la zona.



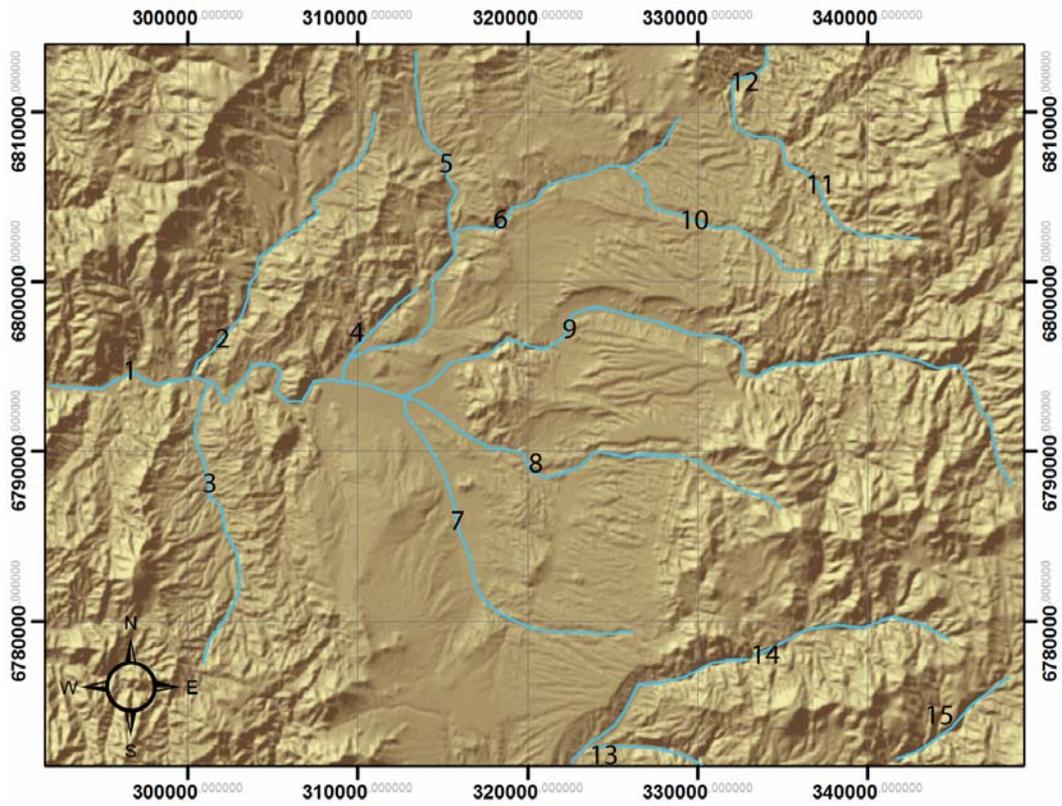
Figura 2.1: Ubicación de la región de estudio.
El recuadro rojo muestra el área de estudio.

2.1.2 Fisiografía

Los elementos morfológicos característicos de la zona de estudio son la Cordillera de la Costa, la Depresión de Domeyko y la Cordillera Principal. El primero corresponde a cordones montañosos de orientación aproximada N-S, desarrollados con alturas entre los 500 y 1500 m.s.n.m. de altura (Cerro El Altar). El segundo corresponde a una depresión desarrollada al este de la Cordillera de la Costa, que se caracteriza por un relieve esencialmente plano, inclinado hacia el oeste, incidido por las quebradas actuales. Posee una altura variable entre los 700 y 1300 m.s.n.m. El tercer rasgo corresponde a cordones montañosos de dirección N-S (Sierra de Pardo y Agua de los Burros) y E-O, esto últimos actúan como las divisorias de aguas de las cuencas hidrográficas Las Cañas, Algarrobal, Las Breas, donde se han instalado observatorios astronómicos. Su altura varía entre los 1500 y 3300 m.s.n.m. (Figura 2.4)



- 1.- Sierra Almerices. 2.- Sierra Los Leones. 3.- Sierra Las Perdices. 4.- Sierra de Veliz.
 5.- Sierra El Ruso. 6.- Sierra de Piriña. 7.- Sierra La Estancia. 8.- Llano los Infieles.
 9.- Cordón Las Bandurrias. 10.- Sierra Del Carmen. 11.- Loma Los Tambos. 12.- Llano
 Los Divisaderos. 13.- C° La Manga. 14.- C° Domeyko. 15.- Sierra Vizcachitas. 16.- Cerro
 El Carbón. 17.- C° Beladero. 18.- Llano Los Pingos. 19.- C° La Campana. 20.- C°
 Chivato. 21.- C° Cóndor. 22.- Sierra Agua de los Burros. 23.- Sierra de Pardo.
 24.- Cordón Romerito. 25.- Sierra Zapallar. 26.- Llano Barranconcitos. 27.- Llano La
 Totorá.



- 1.- Chañaral. 2.- Puquíos. 3.- Almerices. 4.- Pastos Largos. 5.- Los Pingos. 6.- Vizcachitas. 7.- Cachiyuyo. 8.- San Antonio. 9.- Algarrobal. 10.- Cabecita Larga. 11.- El Carrizo. 12.- Las Cañas. 13.- Pelicano. 14.- Las Breas. 15.- El Tababo.

Figura 2.2. Aspectos geográficos

A.- Cordones montañosos y llanos. B.- Quebradas Principales.

2.1.3 Hidrología

La cuenca vertiente o de drenaje principal del área estudiada corresponde a la quebrada Chañaral, esta actúa como exutorio de los drenajes que nacen en la Cordillera Principal. La disponibilidad de recursos hídricos subterráneos se encuentra circunscrita a la acumulación de rellenos aluviales en las quebradas actuales y su zona de recarga se encuentra en el sector del Orito (Moscoso et. al., 1982).

El tamaño de la cuenca Chañaral y sus posición fuera de la zona de recarga establecen pobres expectativas para la disponibilidad de agua.

2.1.4 Clima

En el área de estudio se definieron tres tipos de clima (Antoniolleti, 1972):

Desierto costero con nubosidad abundante. Se caracteriza por abundante nubosidad y neblinas litorales que ingresan por las quebradas (Camanchaca). La nubosidad se mantiene hasta alrededor del medio día.

Clima desértico transicional. Se ubica entre el límite de la nubosidad costera y la cota de los 1500 m.s.n.m. Se caracteriza por su gran transparencia atmosférica y el aumento de la sequedad hacia el este.

Desierto frío de montaña. Se desarrolla entre los 1500 m.s.n.m hasta los 4000 m.s.n.m. Se caracteriza por sus cielos que se encuentran la mayor parte del año despejados, por ello se han instalado observatorios astronómicos.

2.2 Antecedentes del Clima durante el Neógeno

Estudios sobre la génesis de la mineralización supérgena en el desierto de Atacama (Alpers and Birmhal, 1989; Sillitoe and McKee, 1996; Bouzari y Clark, 2002; Arancibia et. al., 2005), al norte de la región de estudio (Región de Antofagasta), muestran un cambio en las condiciones climáticas, de árido a hiper-árido durante el Mioceno Medio, el cual sería responsable del fin del desarrollo del enriquecimiento supérgeno hacia los 14 Ma. Este evento ha sido asociado al crecimiento de los hielos antárticos, que potenciaron la corriente de Humbolt, afectando la temperatura del océano. Por otro lado algunos autores han planteado la importancia del alzamiento de los Andes que actúa como una barrera a los vientos y humedad que provienen desde el Amazonas (Strecker et. al, 2007; Montgomery, 1994). Otro estudio (Hartley and Chong, 2006) plantea que el incremento de la aridez se inicio hace 6 Ma, y se encuentra relacionado a cambios climáticos globales, restándole importancia a la influencia de la corriente de Humbolt y el alzamiento de los Andes.

Más al sur, de acuerdo con Bissig et. al. (2002), estudios en la Cordillera Principal, en el límite entre Chile y Argentina en la transecta de los 30° lat. S, plantean que no se observa mayor desarrollo de glaciares y sus productos, lo que se materializa en un menor rol de este agente en la modelación del relieve, si bien se reconocen algunas morrenas asociadas a los períodos de glaciación Pleistoceno-Holoceno, estas se encuentran acotados sobre los 3000-3500 m.s.n.m, y los hielos actuales solo se observan sobre los 5000 m.s.n.m. Para estos autores, la pedimentación es el proceso que controla la evolución de la morfología para este sector, lo que evidencia que, desde, al menos el Mioceno, un clima árido ha dominado la zona.

2.3 Marco Geotectónico

2.3.1 Geodinámica

El margen andino se ha caracterizado por ser un margen convergente de subducción desde al menos el Jurásico (Ramos y Mpodozis, 1989). Desde entonces ha migrado hacia el este hasta su ubicación actual (Coira, 1982; Ramos y Mpodozis, 1989).

A partir de las trazas dejadas por los hot-spots y de datos paleomagnéticos, es posible realizar diversas reconstrucciones del movimiento relativo de las placas de Nazca (Farallón) y Sudamericana desde el Eoceno (Pilger, 1983, 1984; Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). Si bien estos estudios fueron realizados en el centro de Perú (12° S) y el norte de Chile (22° S), se puede extender estos resultados, desde los 22° S hasta la intersección de la Dorsal de Chile con Sudamérica (Figura 1), considerando la integridad de la placa sudamericana y el conocimiento de la evolución de las placas del Pacífico Sur (Tebbens y Cande, 1997; Jordan *et al.*, 2001).

Desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Inferior un régimen tectónico extensivo y transtensivo dominaba el arco y el trasarco, con el desarrollo de cuencas y ambientes marinos (Ramos y Mpodozis, 1989). A partir del Cretácico Superior se desarrollaron eventos tectónicos compresivos y extensionales en ambientes continentales (Ramos y Mpodozis, 1989; Charrier *et al.*, 2007).

Durante el Eoceno, asociado a una tasa de convergencia mayor a los 100 mm/a (figura 2.2), se observa un evento compresivo denominado Fase Incaica (Maksaev y Zentilli, 1999) que se relaciona al desarrollo de un rasgo morfoestructural de orientación principal N-S denominado Cordillera de Domeyko. Su distribución va desde los 21 ° hasta los 30° S, y se relaciona con afloramiento de litologías de edad Cretácica Superior – Paleógena desarrolladas en ambientes extensionales, por lo que su actividad corresponde a la inversión de estas cuencas (Charrier *et al.*, 2007).

A partir de los 26 Ma (figura 2.3) se desarrollo otro evento compresivo denominado Fase Quechua (Steinman, 1929). Este se asocia al quiebre de la Placa

Farallón en las Placas Nazca y Cocos, que generó un incremento en la tasa de convergencia y una dirección de la subducción normal al margen continental (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

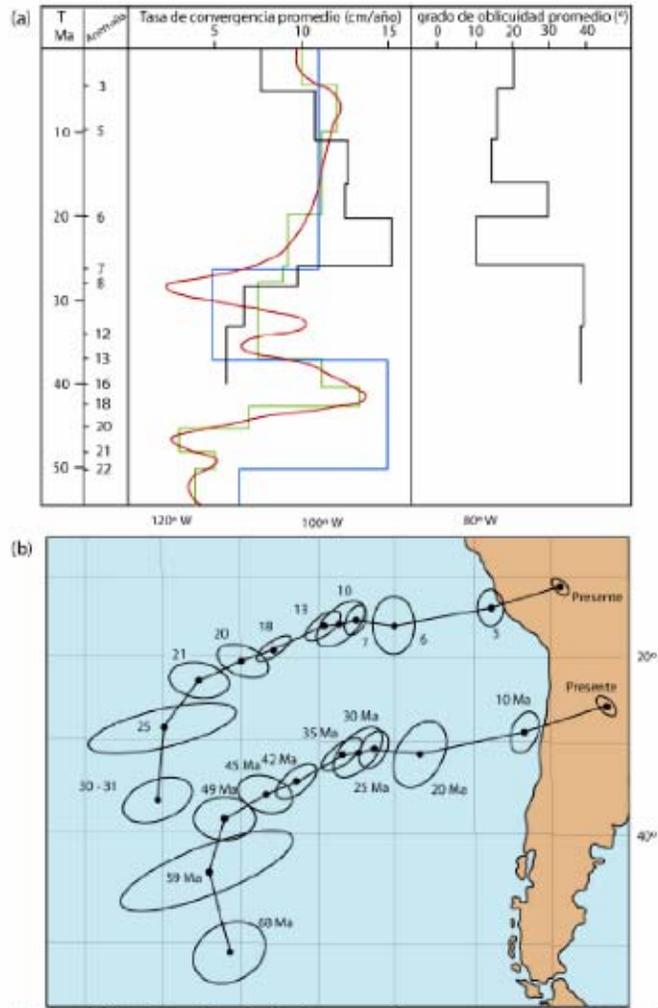


Figura 2.3. Reconstrucción de movimiento relativo entre placa de Nazca y Sudamericana desde el Eoceno. (Somoza, 1998)

a) El gráfico explica las tasas de convergencia y el grado de oblicuidad, con respecto al margen, en el tiempo. b) Traza del movimiento relativo de la Placa Nazca para un mismo punto desde el Cretácico Superior hasta el Presente.

2.3.2 Segmentación Andina

De acuerdo a diferencias morfológicas y tectónicas, los Andes han sido divididos en tres principales regiones (Aubouin et. al., 1973b) Norte, Centro y Sur (Figura 2.4). Los cambios se relacionan con la intersección entre dorsales oceánicas (Dorsal de Cocos y Dorsal de Chile) y el margen continental.

El norte de Chile se encuentra en la parte sur de los Andes Centrales del Sur, que se extiende hasta la Península de Taitao en el punto triple de Chile. La principal característica del orógeno en esta zona corresponde a la interrupción de la Depresión Central entre los 27° lat. S y los 33° lat. S, donde se ha observado que el contacto sismogénico muestra un ángulo de subducción subhorizontal, menor a 10° a una profundidad de 100-150 km (Baranzagi and Isacks, 1976). Esta zona ha sido denominada en la literatura como la región de subducción plana (*flat slab*). Este rasgo se correlaciona con estilos de deformación de escama gruesa responsables del alzamiento de las Sierras Pampeanas, desarrolladas alrededor de 700 km al este de la fosa (Ramos et. al., 2002). Esta zona se caracteriza por una escasa actividad volcánica en los últimos 10 Ma y por la ausencia de una Depresión Central bien desarrollada (Kay et al. 2001, Kay and Mpodozis, 2002; Yañez, et al., 2001, Bissig et. al., 2002).

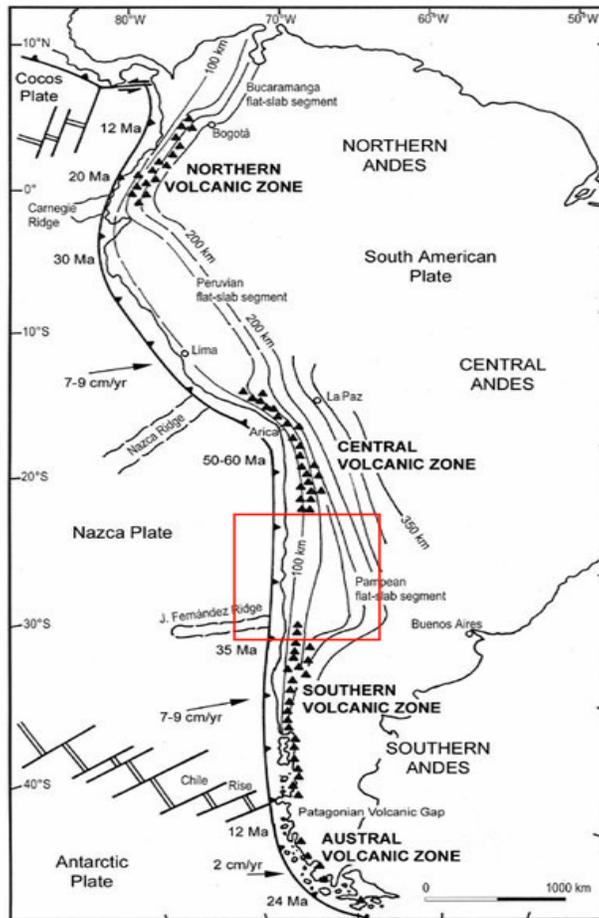


Figura 2.4: Segmentación Andina.

*En el recuadro rojo se observa la zona de subducción plana relacionada con un gap en el volcanismo. También se observan las tasas de convergencia y la geometría del slab.
(Modificado, Stern, 2004)*

2.3.3 Unidades MorfoEstructurales

Planicie Litoral

Se desarrolla una gran planicie que se encuentra limitada hacia el norte, sur y este por la Cordillera de la Costa, conformando una península que limita por el norte la bahía de Coquimbo. Su altura va desde los 0 a los 280 m.s.n.m. Se pueden observar al menos cuatro niveles de terrazas de abrasión marina (Moscoso, 1979), que hoy se encuentran incididas por quebradas (Figura 2.5, 2.6).

Cordillera de la Costa

Esta cadena esta conformada por una serie de cordones montañosos con dirección norte sur, nor-noreste y nor - noroeste. Se observan las quebradas principales con dirección norte-sur, paralela y subparalelas a los cordones montañoso.

Esta morfología se asocia al Sistema de Falla de Atacama, segmento Romeral- Paposo (Charrier et. al., 2007), que controló el emplazamiento de los cuerpos intrusivos que componen esta unidad morfológica. (Figura 2.5)

Depresión de Domeyko

Corresponde a una cuenca limitada por los cordones montañosos que conforman la Cordillera de la costa por el oeste y la Cordillera Principal por el este. Esta presenta limita hacia el norte en el sector de Vizcachitas y al sur en la quebrada los Choros con cordones montañosos, su máximo ancho es 25 km, entre la quebrada Pastos Largos y la sierra Agua de los Burros, y su largo redondea los 100 km. Se observan superficies planas labradas sobre sedimentos aluviales y roca, los primeros generan una carpeta sobre el sustrato rocoso estratificado. Esta superficie se encuentra inclinada hacia el oeste y su altura varía desde los 900 m.s.n.m a los 1300 m.s.n.m. Además se observan relieves positivos como cerros islas (Cerro el Cabón) y sierras (Cerro Domeyko, Cerro Mocha) en el sector central de la depresión. (Figura 2.5).

Cordillera Principal

Sistema montañoso con orientación N-S y algunos cordones de dirección E-O. En el área de estudio sus alturas varían entre los 1600 m.s.n.m. a los 3300 m.s.n.m. (Sierra Agua de los Burros y Cerro Parraquez, respectivamente (Figura 2.5). Este sistema se encuentra actualmente incidido por quebradas con flujos esporádicos. En esta unidad se reconocen dos dominios:

Dominio Oeste

Se observan proto-depresiones relacionadas con los tributarios de las quebradas principales (Quebrada Algarrobal, Quebrada Las Cañas, Quebrada Las Breas). Estas se encuentran limitadas por cordones montañosos EO, que a su vez actúan como las divisorias de las redes de drenaje que se desarrollan en el área.

En su límite occidental se encuentra el sistema de Falla Agua de los Burros, que presenta expresión morfológica en los interfluvios de las quebradas Algarrobal-Cabecita Larga y Algarrobal – Las Breas. Este dominio limita hacia el este con la prolongación de la Falla Vicuña de dirección NS.

Dominio Este

Se distribuye desde la traza de la falla Vicuña hasta la frontera con Argentina. Corresponde a una morfología caracterizada por cordones N -S sin el desarrollo de protodepresiones, como las que se observan en el Dominio Oeste. Las altas cumbres poseen cimas planas que bordean alturas entre los 4000 y 5000 m.s.n.m. Al unir las alturas máximas se puede construir un plano que llega hacia la frontera, similar a una morfología tipo “plateau” incidida.



Unidades Morfoestructurales

- Planicie Costera
- Cordillera de la Costa
- Depresión de Domeyko
- Cordillera Principal Oeste
- Cordillera Principal Este

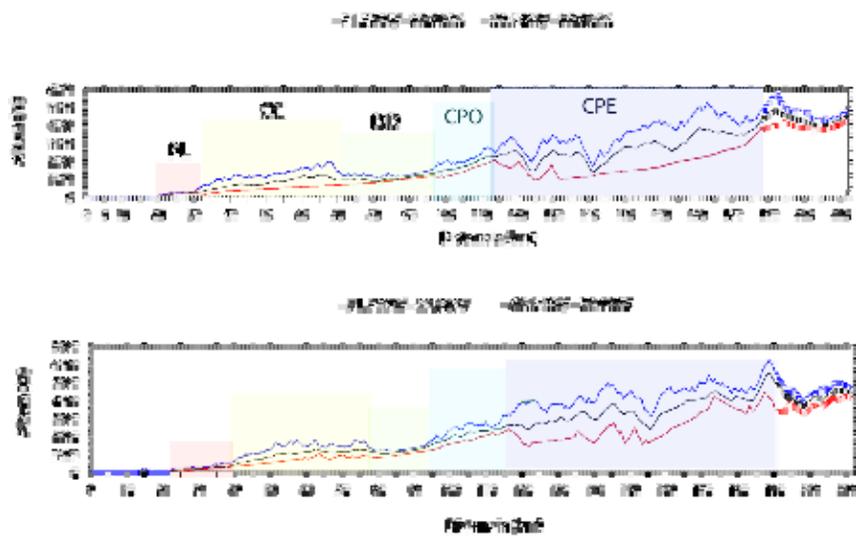


Figura 2.5. Unidades morfoestructurales.
Arriba. Mapa de unidades Morfoestructurales. Abajo: Perfiles Topográficos.

2.4 Marco Geológico

2.4.1 Unidades Estratificadas

Las unidades estratificadas se disponen en franjas norte- sur y mantean, generalmente, hacia el este entre 10° y 30° su edades abarcan desde el Cretácico Inferior hasta el Neógeno.

Cretácico Inferior

Para este período se reconocen dos unidades que corresponden a los depósitos orientales del arco volcánico que engranan hacia el este con depósitos de origen marino compuestos de rocas calcáreas.

El **Grupo Bandurrias** corresponde a la unidad de origen volcánico. Se distribuye en franjas de orientación N-S entre la Región de Atacama y la Región de Coquimbo.

Esta se encuentra constituida por las Formaciones Bandurrias (Segerstrom y Ruiz Fuller, 1962), Quebrada Marquesa y Arqueros (Aguirre y Egert, 1965), la primera aflora en Copiapó (27°), mientras las últimas han sido descritas desde el valle del río Elquí (30°) hasta Illapel (32°).

Su composición corresponde a rocas volcánicas de composición básica (andesitas y basaltos) y rocas clásticas compuestas de fragmentos volcánicos, con algunas intercalaciones de caliza y calco arenitas.

Generalmente, no se observan su base y techo al norte del río Elquí, pero para las formaciones Quebrada Marquesa y Arqueros se ha estimado un espesor del orden de 1200 m (Aguirre y Egert, 1965), que sumados constituyen un espesor del orden de 2500 m.

La unidad de origen marino corresponde al **Grupo Chañarillo** (Biese, 1942). Esta se distribuye como una franja N-S en la Región de Atacama, desde Copiapó hasta la quebrada Pelicano. Se encuentra constituida por las formaciones, de abajo hacia arriba, Abundancia, Nantoco, Totoralillo y Pabellón (Biese, 1942; Sergestrom y Moraga Brito, 1964).

Su litología corresponde principalmente a calizas, calco arenitas y margas, con algunas intercalaciones de volcánicas.

Su espesor ha sido estimado en 2000 m en las cercanías de Copiapó (Parker and Segerstrom, 1959), pero en el área de estudio este corresponde a 700m (Moscoso, 1979). Este último valor puede estar subestimado, debido a que sus contactos superiores e inferiores se encuentran afectados por fallas inversas (Moscoso et. al., 1982)

Se ha descrito una relación de engrane entre los grupos Bandurrias y Chañarillo, lo que indica que corresponden a un mismo nivel estratigráfico. Por su contenido fósil se les ha asignado una edad Cretácico Inferior, Hauteriviano - Barremiano (Moscoso et al., 1982).

Estas unidades se desarrollaron bajo un régimen extensional, que caracterizó el Jurásico y Cretácico Inferior (Sección 2.3), y han sido interpretadas como una cuenca marginal abortada (Ramos y Mpodozis, 1989).

Cretácico Superior

La **Formación Cerrillos** se distribuye como una franja NS continua entre los 27° y 29°30' S. constituyendo parte de la Cordillera Principal en la región.

Su base ha sido definida como un contacto en discordancia con la Formación Pabellón del Grupo Chañarillo (Segerstrom, 1959), pero en el área de estudio no se observa esta relación, debido a las fallas inversas con vergencia al oeste que afectan a ambas unidades (Moscoso et. al., 1982). Su contacto superior corresponde a una discordancia sobre la cual se desarrolla la Formación Hornitos (Segerstrom, 1959)

Su composición corresponde a rocas volcánicas andesíticas y riolíticas, tobas, conglomerados y ocasionalmente intercalaciones de calizas y lutitas.

De acuerdo a sus relaciones estratigráficas se ha acotado la edad de estos depósitos en el Cretácico Superior (Moscoso et al., 1982).

Esta unidad se ha interpretado como una cuenca extensional en un ambiente subaéreo que marca el fin del depósito marino desarrollado durante el Cretácico Inferior (Arévalo, 2005).

Neógeno

En la región de estudio se reconoce solamente una unidad litológica asociada al Neógeno. Esta corresponde a las **Gravas de Atacama**, nombre con el que se denominan a los sedimentos continentales poco consolidados que se distribuyen entre los 26° y los 29° S, y que se encuentran incididos por las redes de drenajes actuales.

Al sur del río Huasco, estos depósitos sobreyacen en discordancia angular y de erosión al Grupo Bandurrias y Chañarillo. Su techo corresponde a una superficies inclinada hacia el oeste interpretada como terrazas agradacionales (Moscoso et al., 1982). Esta morfología fue descrita al norte de la región de estudio como el pediplano de Atacama (Mortimer 1973, Sillitoe et al., 1968).

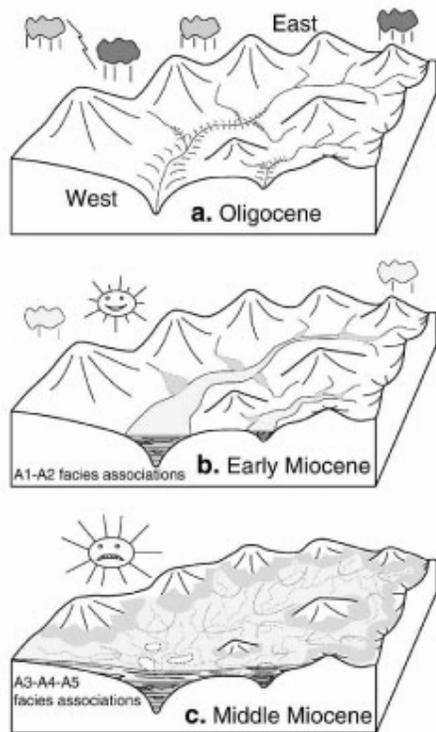
Las litofacies características de estos depósitos corresponden a conglomerados clasto- soportados con distintas gradaciones y estratificación horizontal, conglomerados matriz soportados, areniscas masivas, areniscas con estratificación horizontal, niveles evaporíticos de sulfatos y fangolitas (Nalpas et al., 2007; Riquelme et al., 2007).

Las Gravas de Atacama han sido interpretados como depósitos fluvio- aluviales que rellenaron la antigua red de drenaje (Nalpas et al., 2007; Riquelme et al., 2007). La agradación del sistema se explica por medio de actividad tectónica en la Cordillera de la Costa (Riquelme et al., 2003, 2007), que bloquea el paso de sedimentos hacia el océano, y un cambio climático hacia condiciones más áridas (Nalpas et al., 2008,

Riquelme et. al 2007, Figura 2.6 y 2.7). Este proceso habría cesado a los 10 Ma, en la Precordillera, (Tabla 2.1) con el inicio de la incisión que se observa actualmente.

| <i>Edad (Ma)</i> | <i>Método</i> | <i>Autor</i> |
|-------------------------|----------------------|------------------------------------|
| <i>11.5+/-0.5</i> | <i>K-Ar</i> | <i>Clark et. al (1967)</i> |
| <i>9.5+/-0.5</i> | <i>K-Ar</i> | <i>Sillitoe et. al. (1968)</i> |
| <i>9.0+/-0.3</i> | <i>K-Ar</i> | <i>Mortimer (1973)</i> |
| <i>10.2+/-0.9</i> | <i>K-Ar</i> | <i>Cornejo and Mpodozis (1996)</i> |
| <i>9.12+/-0.08</i> | <i>U-Pb</i> | <i>Charrier et. al. (2007)</i> |
| <i>9.1+/-0.02</i> | <i>Ar-Ar</i> | <i>Nalpas et. al. (2008)</i> |

Tabla 2.1. Edades del techo de las Gravas de Atacama.



Figuras 2.6: Modelo de Nalpas et. al. (2007) para las Gravas de Atacama.
A. Incisión durante el Oligoceno. B. Inicio del depósito con facies proximales de abanicos aluviales. C. Cambio de facies, producto de una aridificación del Clima, hacia una asociación distal con depósitos tipo playa.

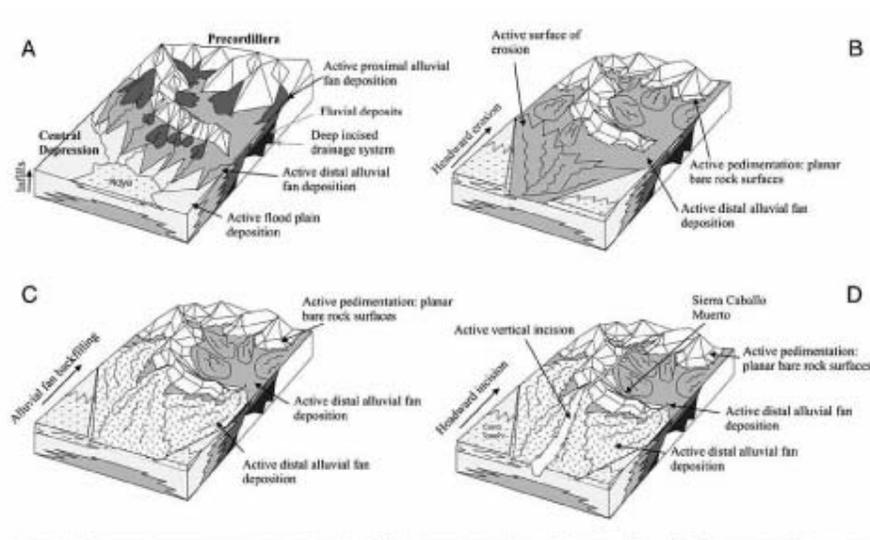


Figura 2.7: Modelo de Riquelme et. al 2007 para las gravas de Atacama.

A.- Relleno del relieve tanto en la Depresión Central y la Precordillera (Factor tectónico y climático). B.- Erosión retrograda producto de la reapertura de los drenajes hacia el océano en la depresión Central. Pedimentación y sedimentación en la Precordillera. C.- Relleno de oeste a este de la Depresión Central, y pedimentación en la Precordillera. D.- Incisión de retrograda en la Depresión Central y la Precordillera.

Depósitos no Consolidados

Se encuentran constituidos principalmente por grava, arena y ripio con mala o nula estratificación, ubicados en las quebradas actuales que se encuentran incidiendo el relieve, incluyendo las superficies labradas en las Gravas de Atacama. En las quebradas Algarrobal, Chañaral y Cachiyuyo en las cercanías de Domeyko, se observan morfologías de barras y canales.

Su desarrollo se relaciona con un rejuvenecimiento (incisión) del paisaje que se encuentra activo en el presente (Moscoso et. al., 1982).

2.4.2 Unidades Intrusivas

Se distribuyen en franjas elongadas de dirección NS a NNE en la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal. La edad de los plutones va disminuyendo hacia el este y su rango de edad va desde el Cretácico hasta el Paleógeno (Moscoso et al., 1982). Estas unidades fueron divididas en dos franjas (Moscoso et. al., 1982).

Franja Central

Corresponde a las rocas intrusivas que se ubican al oeste de Domeyko y componen parte importante de la Cordillera de la Costa. Se distribuyen como una franja NS (Moscoso et. al, 1982).

Se compone principalmente de granitos, granodioritas, dioritas y tonalitas. Presentan aureolas de contacto compuestas de clorita, epidota y actinolita. También se han descrito zonas de alteración hidrotermal con mineralización metálica de Fe y Cu (Mosocoso et. al., 1982, Almonacid, 2007) que se encuentran en explotación (E. g, Mina Dos Amigos).

La edad de los plutones de esta franja es post-Neocomiana (Moscoso et. al., 1982). Curtis (1974) acota la edad de la franja entre 108 y 90 Ma. Posteriormente, nuevas dataciones realizadas por Almonacid (2007) entregan edades U-Pb de 95.2 +/- 1.3 Ma en la sierra Las Bandurrias, mientras la alteración en la zona Dos Amigos se encuentra relacionada con emplazamientos de stocks de pórfidos tonalítico a granodioríticos presenta una edad U-Pb en circón de 104 +/- 3.5 Ma a 108.5 +/- 3.4 Ma a fines del Cretácico Inferior (Albiano).

Franja Oriental

Corresponden a las rocas intrusivas que se observan en la Cordillera Principal. Este incluye distintos plutones que intruyen a la Formación Cerrillos.

Entre las quebradas Carrizo y el Algarrobal, en la sierra el Orito, solo se observan algunos pequeños stocks de un área menor a 10 km² compuestos principalmente de granitos y granodiorita.

Al sur de la quebrada Algarrobal se observa el batolito Junta de Chincoles (Nasi, 1980). Corresponde a una franja NS que se extiende hasta la quebrada los Choros constituyen gran parte de la superficie de la zona. Esta se compone de granodioritas, dioritas y dioritas cuarcíferas. Presenta algunas zonas con alteración hidrotermal en la quebrada Las Breas.

Los cuerpos que componen la Franja Oriental intruyen a la Formación Cerrillos Cretácico Superior), esto indica que la edad para estos intrusivos es post- Cretácico Superior (Moscoso et. al., 1982). Dataciones K- Ar en biotitas arrojaron rango de edades entre los 59 y 67 Ma que corresponden al Paleoceno, lo que está de acuerdo con su relación estratigráfica (Farrar et al., 1970; Conn, 1974; Abad, 1976a).

2.4.3 Estructuras

En el sector occidental de la Depresión y límite oriental de la Cordillera de la Costa, se observa un sistema de fallas con orientación preferentemente NS –NNE que corresponde al segmento Paposo-Romeral del sistema de Falla de Atacama (Arabasz, 1971; Charrier et. al., 2007). En el límite oriental de la Depresión de Domeyko se observa un sistema de fallas con pliegues asociados con orientación NS-NNE denominado Sistema de Fallas Agua de los Burros (Moscoso et. al, 1982, Mpodozis y Moscoso, 1988). A continuación se describen estos sistemas estructurales.

Sistema de Falla de Atacama

Corresponde a un sistema de fallas con rumbo NS a NNE que se han descrito en la Cordillera de la Costa entre los 21° y 32° S y que presenta actividad desde el Jurásico hasta hoy en día (Charrier et. al., 2007).

Controló el emplazamiento de intrusivos entre el Jurásico y Cretácico en un régimen tectónico transtensional (Mercado 1978; Breitzkreuz 1986a; Berg & Breitzkreuz 1983; Godoy & Lara 1998).

Más al norte, en la zona de río Salado (Chañaral), Riquelme et. al. (2007) plantearon que movimientos verticales del bloque occidental del sistema de falla de Atacama ayudaron a bloquear el drenaje y producir un evento de agradación en la red durante el Mioceno Medio. Además, en Riquelme et. al. (2003), muestra como la distribución del relieve se encuentra relacionada con la traza de la falla. Otro estudio (Marquadt et. al., 2005) muestra actividad de fallas normales en sedimentos neógenos y actuales en la zona de Caldera, lo que evidencia que este sistema se encuentra activo.

Este sistema, al sur del río Huasco, controló la deformación de rocas Neocomianas (Moscoso et. al., 1982), y en la zona de la quebrada Chañaral, Gómez (2003) plantea que este sistema de falla controló el alzamiento y la subsidencia durante el depósito marino correspondiente a la Formación Coquimbo en el sector de Carrizalillo en el Mioceno.

Sistema de fallas Agua de los Burros

En el límite oriental de la depresión de Domeyko se describe un sistema de fallas inversas de alto ángulo, de orientación N- S, con vergencia al oeste, el que forma parte del sistema estructural relacionado al evento compresivo Incaico durante el Eoceno – Oligoceno descrito a lo largo del sistema de Falla de Domeyko entre los 21° y 27° S (Moscoso 1979; Charrier et. al., 2007).

En la región de estudio se encuentra deformando a las secuencias mesozoicas (Grupo Bandurrias, Chañarcillo y Formación Cerrillos), y probablemente controló el emplazamiento de cuerpos intrusivos durante el Paleógeno (Moscoso et. al., 1982)

Falla Vicuña

Sistema estructural que se extiende desde el sur del río San Félix hasta la zona de Ovalle, con una extensión de 150 km (Moscoso y Mpodozis, 1988, Pineda y Emparan, 2006). Se han reconocido eventos compresionales de edad Eocena- Oligocena que afectaron la cobertura Mesozoica, estos son comparables a los eventos transpresivos descritos en el Sistema de Falla de Domeyko (Sección 2.3.1) relacionados a la Fase Incaica de deformación andina (Pineda y Emparan, 2006). Sin embargo, es posible que esta estructura corresponde a un retrocorrimiento más joven (Pineda y Emparan, 2006).

Falla Dos Amigos

Al este de Domeyko en la mina Dos Amigos, Almonacid (2007) planteó que el emplazamiento de los pórfidos y el desarrollo de esa zona de alteración se encuentra asociada a una zona de cizalle siniestral de rumbo NS. Esta falla es paralela al sistema de Falla de Atacama, y probablemente constituye una estructura subsidiaria a dicho sistema (Almonacid, 2007).

2.5 Discordancia

El contacto entre las gravas de Domeyko y su sustrato corresponde a una discordancia angular y de erosión (Moscoso et. al., 1982). Estos depósitos sellan todas las estructuras anteriores, y refleja un período de erosión en el lapso Eoceno-Mioceno (Moscoso et. al., 1982).

3. Geología Local

En este capítulo se describe la geología local con el objetivo de establecer su relación con los procesos y eventos que han configurado la morfología del paisaje durante el Neógeno.

3.1 Litología

3.1.1 Sustrato

Se agrupa bajo el nombre de Sustrato Rocosó al conjunto de unidades Mesozoicas y Paleógenas que afloran en el área, sobre las cuales se desarrolló el paisaje durante el Neógeno. Estas unidades han sido descritas en los trabajos de Jurgan (1977), Moscoso (1977, 1979) y la confección de la carta geológica 1: 250,000 Vallenar parte norte de La Serena (Moscoso et. al., 1982). Su descripción estratigráfica se encuentra en el marco geológico regional (Sección 2.4).

El Sustrato es posible dividirlo en tres dominios litológicos que coinciden con las unidades morfoestructurales que constituyen la zona de estudio.

El sector occidental corresponde a la Cordillera de la Costa (Sección 2.4.3). Esta se compone, principalmente, de unidades intrusivas del Cretácico Inferior y en menor medida de algunos afloramientos de rocas volcánicas pertenecientes al Grupo Bandurrias.

El sector central corresponde a la Depresión de Domeyko (Sección 2.4.3). Esta se encuentra compuesta principalmente de rocas volcánicas (andesítico – basálticas), tobas y rocas sedimentarias (Grupo Bandurrias). Al norte de la quebrada Algarrobal afloran rocas de origen calcáreo (Grupo Chañarcillo). Sobreyacen a estas unidades, por discordancia angular y de erosión, depósitos continentales agrupados en la unidad informal Gravas de Atacama (Figura 3.3, 3.4) (Moscoso et. al., 1982).

El dominio oriental corresponde a la Cordillera Principal (Sección 2.4.3). Su límite occidental lo constituyen rocas calcáreas pertenecientes al Grupo Chañarcillo (Figura 3.6). Hacia el este, afloran rocas volcánicas y sedimentarias agrupadas en la Formación Cerrillos (Figura 3.5) y unidades intrusivas asociadas al Paleoceno (Moscoso et. al., 1982).



Figura 3.1. Grupo Bandurrias en la quebrada Algarrobal.
Vista al norte, paquete sedimentario del Grupo Bandurrias. Areniscas en la base (color rojo) y conglomerados hacia el techo (color gris).

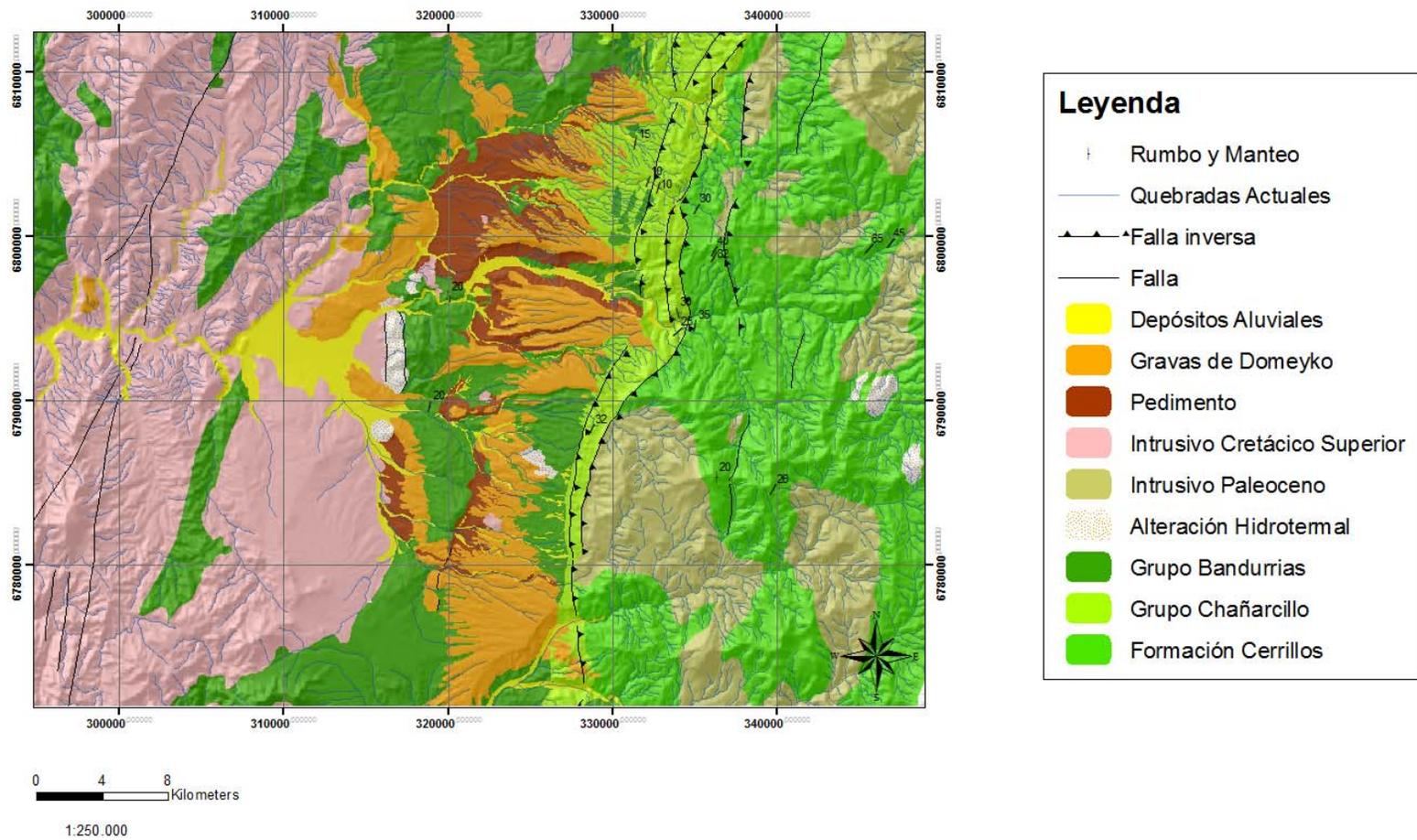


Figura 3.2: Mapa Geológico de la depresión de Domeyko.



Figura 3.3: Sustrato de las Gravas de Domeyko en la quebrada Cabecita Larga.
 Contacto discordante entre las gravas de Domeyko y calcarenitas del Grupo Chañarcillo, que forman el sustrato rocoso sobre el cual se desarrolló el paisaje durante el neógeno. Vista hacia el NE.



Figura 3.4. Sustrato en la quebrada Algarrobal.
 Se observan calizas plegadas en discordancia bajo las Gravas de Domeyko con un contacto muy plano. Vista hacia el Sur

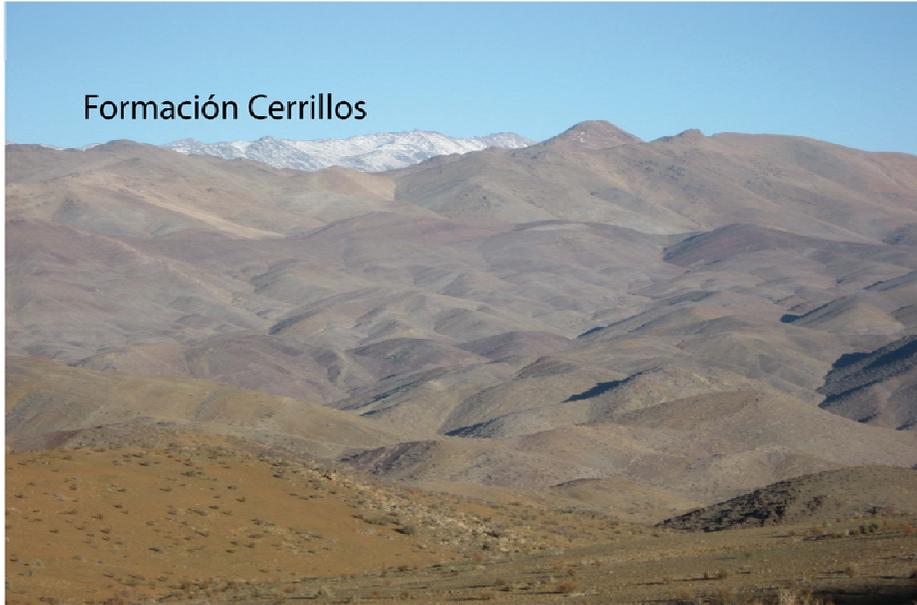


Figura 3.5 Formación Cerrillos
Foto con vista hacia el este desde la Sierra Agua de los Burros

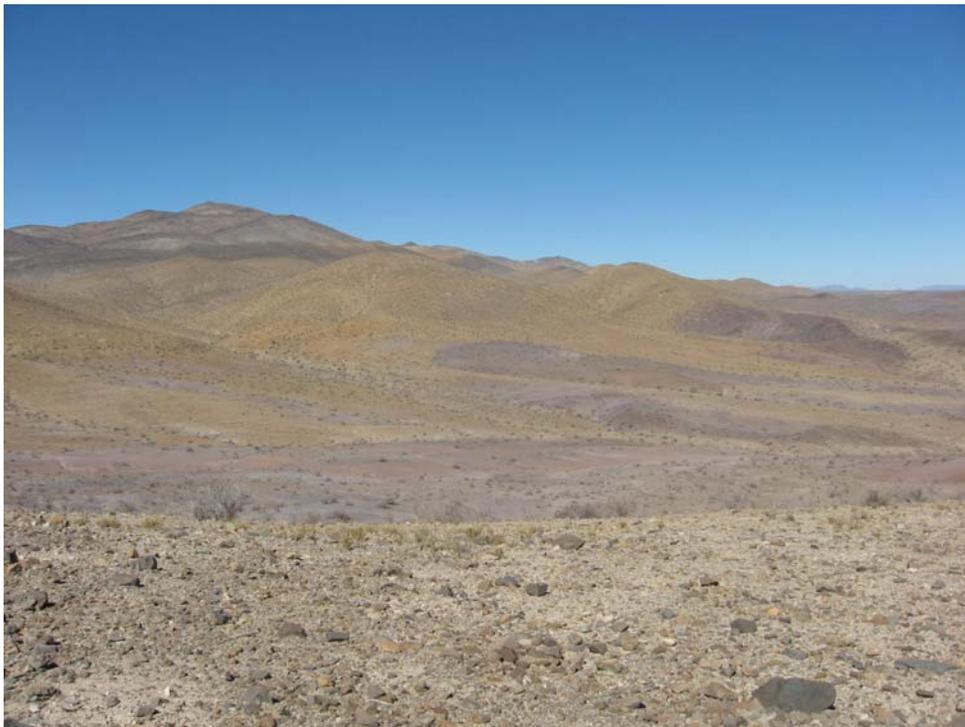


Figura 3.6 Grupo Chañarcillo y Grupo Bandurrias.
Calizas con estratificación fina (Amarillo) cabalgando sobre rocas volcánicas (color rojizo). Foto hacia el sur en el piedemonte del cerro la Camapana.

3.1.2 Gravas de Domeyko

3.1.2.1 Definición

Las gravas de Domeyko fueron definidas por Moscoso (1979) como “depósitos de carácter aluvial constituido por conglomerados arenosos con mala selección, gravas y arenas limosas con algunos niveles carbonatados que conforman una gran planicie disecada por las quebradas actuales”. Posteriormente, se correlacionaron por su ubicación y litología con las Gravas de Atacama (Sillitoe et. al., 1968; Moscoso et. al., 1982).

En este trabajo se definirán como Gravas de Domeyko debido a que no existen edades absolutas que permitan una correlación con las distintas unidades que componen las Gravas de Atacama descritas entre 26° y 27° S (Riquelme et. al., 2007; Nalpas et. al., 2008).

3.1.2.2 Distribución y relaciones de contacto.

Las Gravas de Domeyko afloran en la depresión homónima (Figura 3.2), entre las quebradas Las Cañas y Pelicano. También se observan algunos afloramientos en la Cordillera de la Costa, en la quebrada Los Pingos y Pastos Largos (Figura 2.2).

Esta unidad sobryace en discordancia angular y de erosión a rocas Mesozoicas volcánicas y calcáreas (Grupo Bandurrias y Chañarcillo, sección 2.4). Estas últimas se encuentran inclinadas hacia el este con un manteo entre 10° y 30°.

Los afloramientos orientales de las Gravas de Domeyko se encuentran asociados a las quebradas principales de orientación E-O, presentando una morfología de abanico cuyos ápices nacen en la cordillera Principal y sus pies terminan en los cordones montañosos (Cerro Domeyko y Cerro Mocha) que atraviesan la depresión de Domeyko (figura 3.2).

El espesor del depósito va aumentando de este a oeste. Si se toma la unidad completa, se observa que representa un *on-lap* con el sustrato en la Cordillera Principal (Figura

3.7), aunque en las quebradas Algarrobal y las Breas se observa que la superficie, que corresponde al techo de los depósitos, sobrepasa el escarpe de la falla Agua de los Burros, ingresando hacia la Cordillera Principal (Sección 4.2.4), esto indica que en los ápices de los abanicos se desarrolla un *over-lap*. Hacia el occidente las gravas de Domeyko se encuentran en *on - lap* al cordón montañoso de orientación N-S N-NO (Cerro Mocha, Cerro Domeyko, Figura 3.7).

En las quebradas San Antonio y Mocha se observan depósitos rellenando paleovalles que incidieron el cordón montañosos que atraviesa la depresión de Domeyko (Cerro Mocha y Domeyko). Sus profundidades varía entre 70 y 100 m y presentan un ancho entre 1.6 y 2 km.

Al oeste de los cerros Mocha y Domeyko se observan depósitos en *on-lap*, alineados con la quebrada Cachiyuyo de orientación NNO (Figura 3.2).

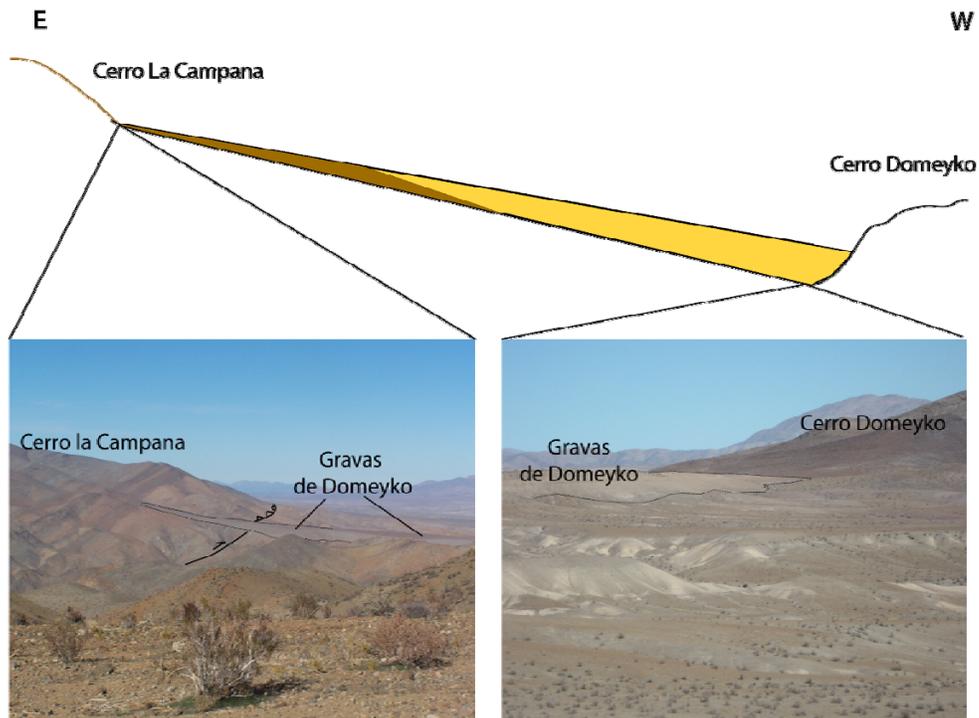


Figura 3.7: Disposición espacial de las Gravas de Domeyko.

Se observan las gravas de Domeyko en *on-lap* con el cerro la Camapana (izquierda) y en *on lap* al cordón montañoso Domeyko (derecha). Ambas fotos hacia el sur.

En la Cordillera de la Costa las gravas de Domeyko se encuentran relleno de antiguos valles (figura 3.2). Estos se observan entre la quebrada Los Pingos y Vizcachitas con una profundidad de 80 a 90 m y un ancho entre 1.5 y 2 km.

El techo de las gravas es una superficie que corresponde a un glacis de depósito con una inclinación entre 2 y 2.5 ° hacia el oeste (Sección 4.2.2). Esta se encuentra actualmente incidida por una red de drenaje de orientación E-O a NNO (Sección 4.2.2).

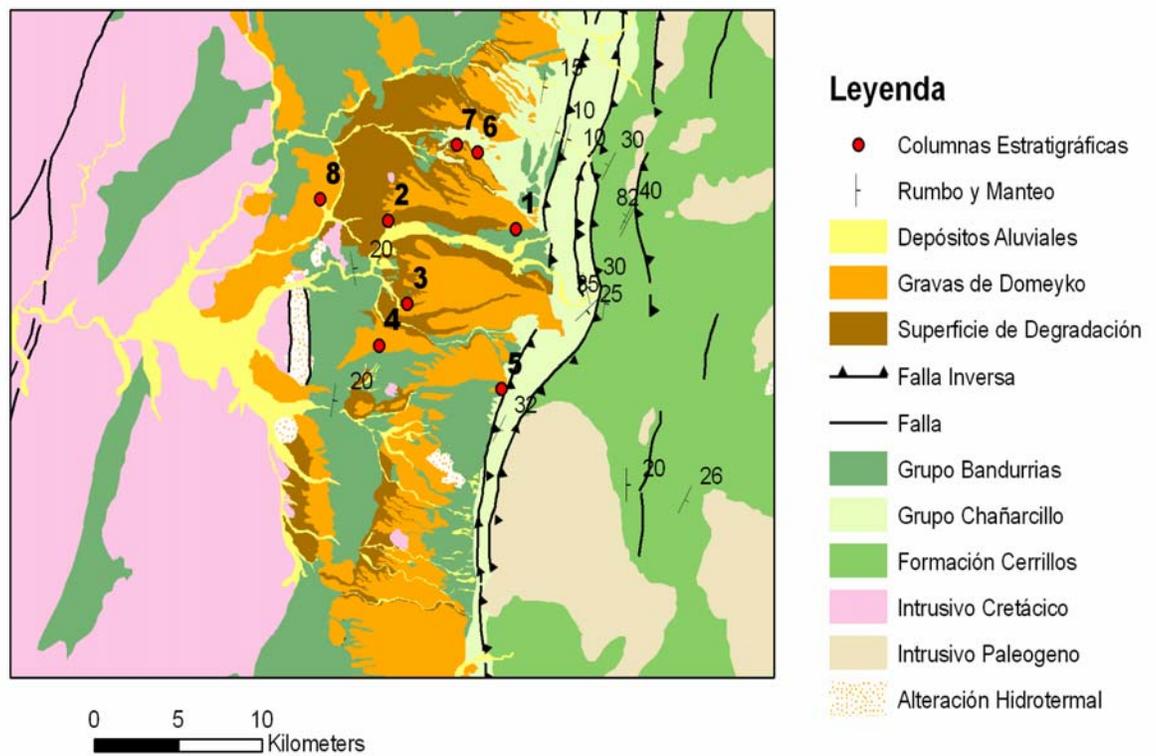


Figura 3.8: Ubicación de las Columnas estratigráficas.

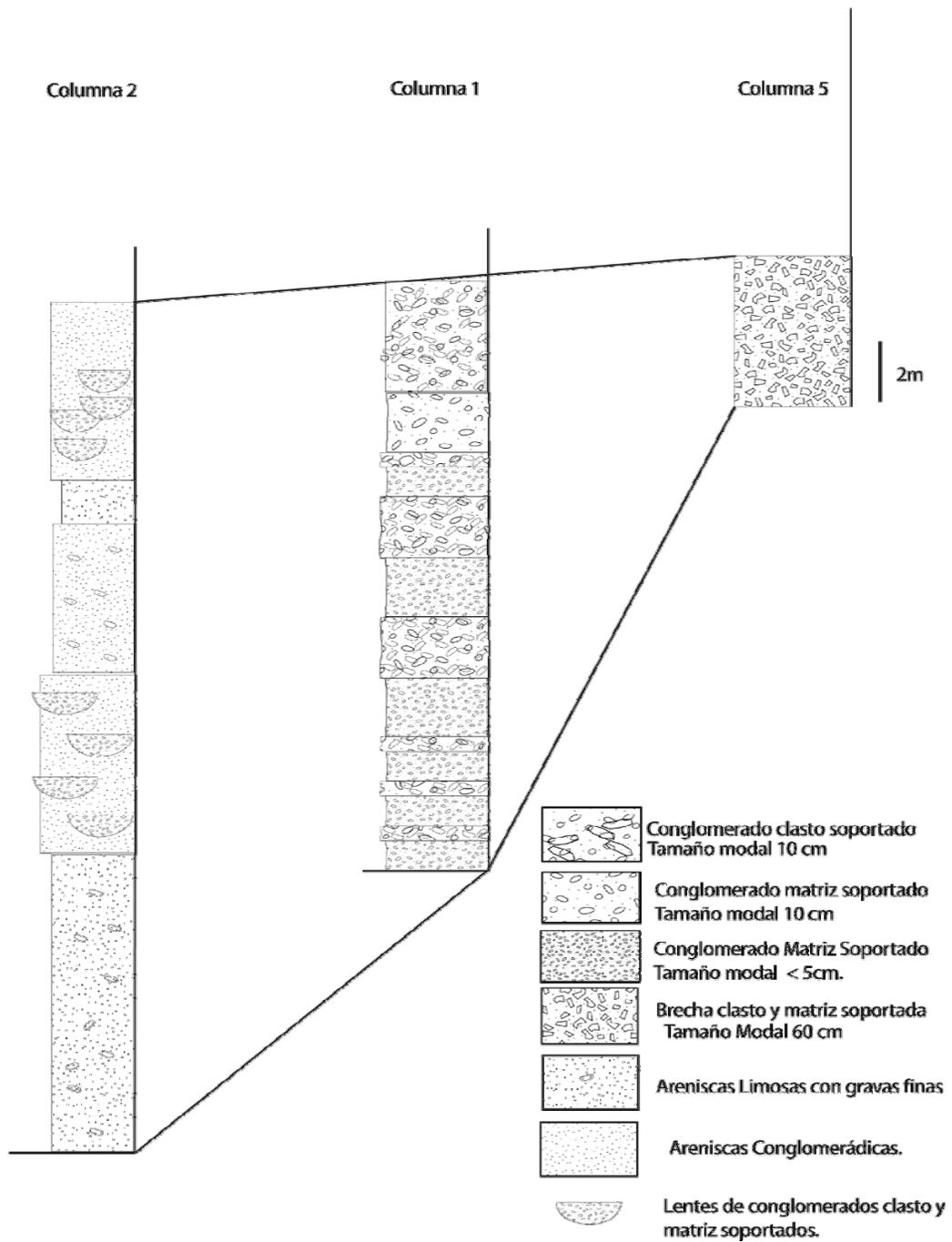


Figura 3.9: Variación de facies en las Gravas de Domeyko.

Estas columnas muestran la distribución E-O de los depósitos que afloran en las cercanías de la quebrada Algarrobal. Se distingue claramente el ensanchamiento de del depósito hacia el oeste, junto con le cambio de granulometría.

3.1.2.3 Litología y espesor.

Las Gravas de Domeyko corresponden a una sucesión de brechas sedimentarias gruesas clasto - soportadas, conglomerados gruesos clasto-soportados y matriz soportados; areniscas gruesas conglomerádicas con intercalaciones de lentes de conglomerados finos a medios matriz-soportados y clastos soportados y areniscas medias a gruesas con contenido de limo.

La composición de estos depósitos varía de acuerdo a su ubicación. En el límite oriental de la depresión de Domeyko se componen, principalmente, de clastos de rocas calcáreas y calco-sedimentarias (90%), provenientes de la erosión de las calizas y calcoarenitas, posiblemente del Grupo Chañarcillo (figura 3.2). En menor proporción se observan fragmentos de origen volcánico (lavas porfídicas andesítico- basálticas y areniscas rojas) y rocas intrusivas graníticas (10%). Hacia el oeste la composición cambia, observándose un mayor predominio de líticos volcánicos (lavas andesítico – basálticas, 95%), intrusivos graníticos y granodioríticos (4%), y en menor proporción fragmentos calcáreos (1%). Estos componentes provendrían de las unidades volcánicas que afloran en la depresión de Domeyko (Grupo Bandurrias), o posiblemente con unidades volcánicas que afloran en la Cordillera Principal (Formación Cerrillos) (figura 3.2). En la Cordillera de la Costa los depósitos sedimentarios aumentan su composición de fragmentos de origen intrusivo, principalmente granodioritas y dioritas, con un 40%, mientras un 60 % corresponden a fragmentos de roca andesítico-basálticas.

Existen cambios laterales este - oeste en su granulometría, lo que permite clasificar los depósitos en facies proximales, medias-proximales y medias- distales.

Las **facies proximales** (Figura 3.9) corresponden a brechas sedimentarias clasto soportadas y matriz soportadas, color amarillo a gris, los fragmentos son angulosos de diámetro variable, entre 1 cm a 100 cm con tamaño modal de 60 cm, presentan mala esfericidad y una mala selección (Figura 3.10). No se observa orden o gradaciones internas.

Su disposición es horizontal con manteo menor a 5° al oeste. La matriz (10 – 20 %) se compone principalmente de arena gruesa a grava media, son clastos angulosos con mala esfericidad. La potencia de sus afloramientos varía entre 5 y 7 m.

Las **facies medias - proximales** corresponden a los niveles de conglomerados gruesos que se observan cerca del límite oriental de la Depresión de Domeyko (Figura). Corresponden a intercalaciones de conglomerados matriz y clasto- soportados de color amarillo, son mal seleccionados, los fragmentos son subredondeados y subangulosos con mala esfericidad (Figura 3.12), sus diámetros varían entre 4 cm y 20 cm con un tamaño modal de 10 cm. La matriz (10 y 60%) se compone de gravas finas (menor a 0.5 cm) y arena lítica gruesa, aunque algunos niveles presentan carbonato fino que actúa como cemento (Figura 3.11). Los planos de estratificación se observan muy difusos, solamente se encuentran en cambios granulométricos. Existen algunos niveles que presentan estratificación horizontal con clastos con su eje mayor en un plano horizontal. El espesor de estos niveles varían entre 0.5 a 2 m y la potencia de esta unidad es de 20 m.

Las **facies medias- distales** (Figura 3.9) corresponden a los niveles arenosos que se observan adosados al cordón Domeyko y Mocha (Figura 3.7). En general, la secuencia estratigráfica en esta zona se inicia con areniscas conglomerádicas líticas gruesas con contenido de limo (10%); son de color blanco grisáceo, con mala selección, subredondeadas a subangulosas y no presentan estratificación interna o laminaciones.

Sobre este nivel se observan generalmente intercalaciones de arenas líticas gruesas conglomerádicas con conglomerados tamaño grava media. Los conglomerados son clasto - soportados y matriz - soportados, con gradación inversa y normal y algunos niveles imbricados; presentan geometrías lenticulares extendiéndose entre 2 y 5 m con un espesor de 1 a 2 m, sus contactos basales son levemente erosivos; la matriz corresponde a arenas líticas gruesas y algo de carbonato, que actúa como cemento. Los niveles de arenosos son de color gris a pardo, sus clastos son subangulosos a subredondeados, no presentan laminaciones o estratificación, aunque es posible que estas estructuras hayan sido destruidas, su extensión lateral varía entre 10 m a 15 m con espesores entre 1 y 2 m.

La potencia de estos niveles alcanzan los 60m al sur de la quebrada Algarrobal (Figura 3.9), mientras al norte de esta el espesor alcanza los 30m.



Figura 3.10. Brechas Sedimentarias.

Corresponde a la litología de la columna 5, en las facies proximales. El estuche tiene 40 cm de largo.



Figura 3.11. Gravas matriz soportadas cementados por carbonato.

Se observan en las facies medias próximas, columna 2. El lápiz tiene un largo de 15 cm.

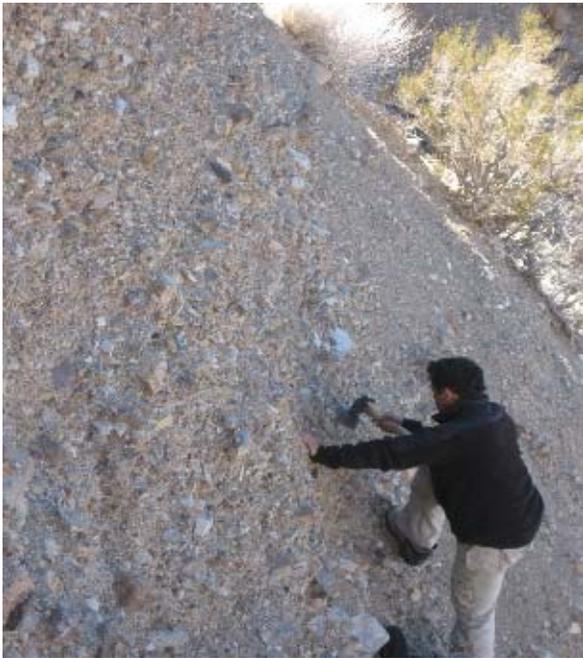


Figura 3.12. Conglomerados angulosos a subredondeaos clasto- soportados.
Componen la facie media –proximal de las gravas de Domeyko.



Figura 3.13. Arenas con contenido de limo.
Se intercalan con lentes de conglomerado clasto y matriz soportado. Corresponden a las facies medias- distales de las gravas de Domeyko.

3.1.24 Edad y correlaciones.

No existen trabajos que hayan realizado dataciones radiométricas que permitan establecer la edad absoluta de estos depósitos.

Por sus características sedimentológicas y ubicación estratigráficas las Gravas de Domeyko fueron correlacionadas con las Gravas de Atacama (Moscoso et. al., 1982).

En trabajos recientes sobre la evolución del relieve y el significado de su depósito, las Gravas de Atacama (26° S) se han subdividido en distintas que muestran distintos eventos en su desarrollo unidades (Riquelme et. al., 2007; Nalpas et. al., 2008). Por ello, una correlación litológica resulta compleja. Se tendría que demostrar que los factores que controlaron el depósito de las Gravas de Atacama se configuraron de manera similar en esta zona. Además, se debe contemplar que existen 200 km entre un depósito y otro, que actualmente significa una diferencia en los niveles de precipitación y en el estilo de deformación del orógeno (Sección 2.2.3).

3.3.4 Ambiente de depositación y correlaciones.

Utilizando la nomenclatura de Miall (1996) (Tabla 3.1) se describen las litofacies que caracterizan los procesos que gobernaron la depositación.

Tabla 3.1. Litofacies que describen los depósitos (considerando las definiciones de Miall, 1996):

| | |
|------|--|
| Gcm: | Gravas masivas clasto soportadas. |
| Gm: | Gravas matriz soportadas. |
| Gcn: | Gravas con gradación normal clasto soportadas. |
| Gh: | Gravas con estratificación horizontal clasto soportadas. |
| Sm: | Arenisca Masiva. |
| Sh: | Arenisca con laminación horizontal. |
| P: | Carbontato pedogénético |

Las litofacies Gmm, Gcm y Gh representan flujos de detritos sub-aéreos a sub-acuosos. La escasa presencia de litofacies Gcn indican un leve desarrollo de escorrentías y procesos de tracción (Miall, 1996)

Las arenas gruesas Sh y Sm con escasa laminación se interpretan como flujos laminares poco canalizados (Horton and Smith, 1996). Los conglomerados (Gcn) representan escorrentías superficiales canalizadas que retrabajan los depósitos. Algunos niveles Gcm pueden representar flujos de detritos. Los niveles de carbonato y yeso se encontrarían asociados a evaporación capilar (Miall, 1996).

Esta composición de facies y su distribución espacial es característica de los depósitos de abanicos aluviales, de acuerdo con el trabajo de Colombo (1989) y Blair y McPherson (1994).

La morfología en planta de los depósitos corresponde a abanicos que nacen en el límite oriental de la Depresión de Domeyko (Figura 3.2). Sus ápices se relacionan con las quebradas de mayor jerarquía que inciden la Cordillera Principal (ver mapa) y con las facies proximales. Los pies se encuentran adosados a las sierras de orientación NS – NNW (C° Domeyko y C° Mocha) que atraviesan la depresión y se relacionan con las facies medias-distales (Figura 3.2, 3.9, 3.10).

3.3 Estructuras

3.3.1 Sistema de Falla de Atacama

En el área de estudio, SFA afecta rocas intrusivas correspondientes al Batolito de Domeyko. En la quebrada Puquios este sistema se manifiesta con un quiebre topográfico, además de la cataclasis y milonitización de la roca caja. Este fenómeno le entrega a la roca un aspecto gneissico y esquistoso, con abundante minerales de clorita y anfíbola con orientaciones preferenciales generalmente N-S (Moscoso et. al., 1982).

Hacia el sur en la quebrada Almerices es posible encontrar rocas de similares características. Siguiendo lineamientos de orientación NS a N35°E (Moscoso, 1979).

3.3.2 Sistema de Falla Agua de los Burros

El sistema de falla Agua de los Burros corresponde a diversas fallas inversas con direcciones NS-NNE, inclinación variable hacia el este, coincidiendo a veces con la estratificación, y con vergencia al oeste. Ha sido descrita en la Sierra Agua de los Burros y la Sierra de Pardo (ver figura 2.2) donde monta las calizas del Grupo Chañarcillo sobre rocas del Grupo Bandurrias (Figura 3.15) y a la Formación Cerrillos sobre el Grupo Chañarcillo (Figura 3.14). Hacia el sur se ha reconocido hasta la quebrada El Tabaco.

La traza del sistema corresponde al límite este de la Depresión de Domeyko, donde se observa controlando la topografía. En la quebrada Algarrobal se observan niveles de calizas finas (margosas) deformadas en pliegues apretadas y basculados hacia el este. Unos 200 m hacia el este se observan rocas foliadas, estriadas y espejos de falla, que muestran una estructura que cabalga las rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Cerrillos, sobre las calizas del Grupo Chañarcillo. Esto indica que este sistema es la inversión de estas cuencas.



Figura 3.14: Falla inversa con vergencia al oeste en el sistema Agua de los Burros. Quebrada Algarrobal. Vista hacia el este.



Figura 3.15: Falla inversa del Sistema Agua de los Burros. Quebrada Algarrobal, vista hacia el NO.

3.3.3 Falla Algarrobo Macho

En la quebrada Algarrobo Macho se observan las gravas de Domeyko deformadas, con su superficie rechazada algunas decenas de metros en el bloque oeste (Figura 3.16).

Este lineamiento no es posible continuarlo hacia el norte, ya que los sedimentos no se observan deformados. Hacia el sur siguen una franja donde afloran depósitos blanquecinos que corresponde a las unidades estratigráficas inferiores de las gravas de Domeyko. No se observan evidencias que indiquen el desarrollo de depositación sintectónica, por lo que se puede acotar el desarrollo de esta estructura como posterior a la edad de los depósitos.



Figura 3.16: Falla Algarrobo Macho.

Se observa la superficies que constituye el techo de los depósitos deformada. Vista al Norte.

3.3.4 Discordancia

El contacto entre las gravas de Domeyko y el sustrato rocoso corresponde a una discordancia angular y de erosión, esta se presenta expuesta en las quebradas Algarrobal y Pelicano (Figura 3.17, 3.18).

Este plano se encuentra labrado, preferentemente, sobre rocas volcánicas y volcano-clásticas pertenecientes al Grupo Bandurrias y hacia su límite oriental sobre rocas margas y calizas pertenecientes al Grupo Chañarcillo. Su descripción morfológica se detalla en el capítulo 4, sección Superficies de bajo relieve.



Figura 3.17: Discordancia.

En la quebrada Algarrobal entre Gravas de Domeyko y calizas deformadas pertenecientes al Grupo Chañarcillo en la quebrada Algarrobal Se observa la morfología de la discordancia como de bajo relieve. Vista hacia el sur.

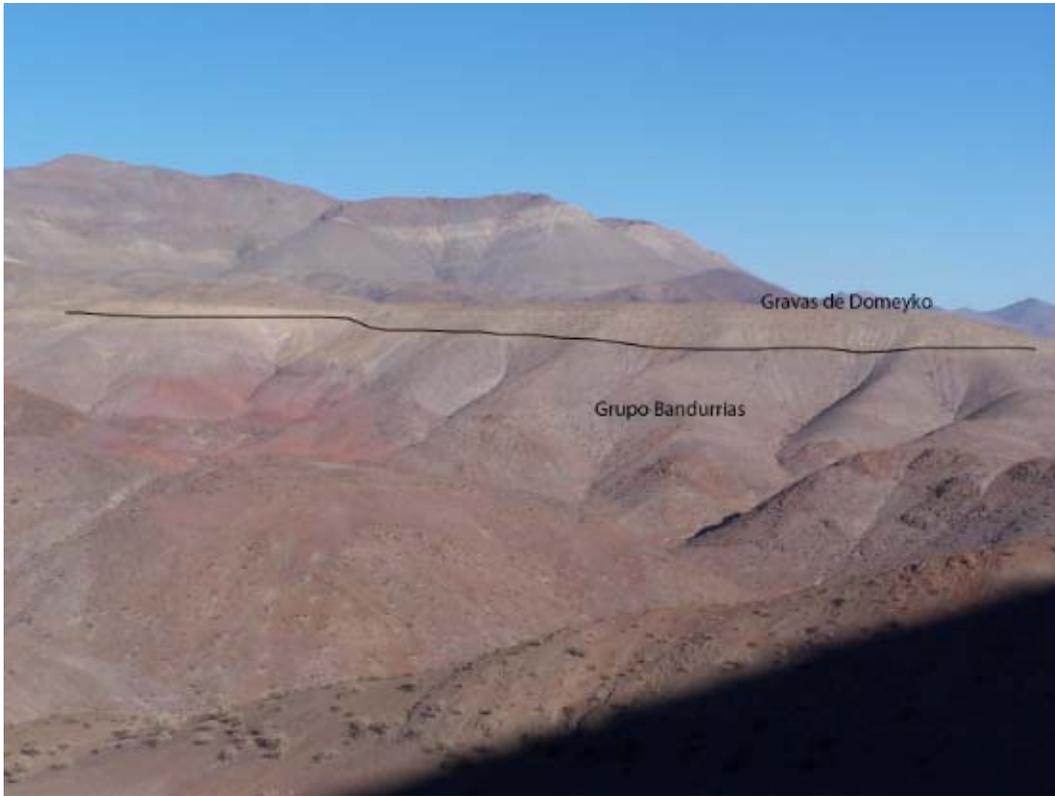


Figura 3.18: Discordancia entre las Gravas de Domeyko y el Grupo Bandurrias en la quebrada Pelicano. Vista hacia el sur.

4 Morfología y Morfometría del Paisaje

4.1 Introducción

En las morfologías de primer orden, que constituyen el área de estudio (sección 2.3), se observan distintos niveles de superficies de bajo relieve a distintas alturas. Este tipo de morfologías (peniplanicies, *strath terrace*, pedimentos) se reconocen en distintas cadenas montañosas y han sido utilizadas como marcadores del alzamiento (Burbank and Anderson, 2001). Otra de las características del paisaje son las redes de drenaje. El estudio de su morfología y morfometría ha sido utilizado para interpretar alzamientos y cambios en el clima (Burbank and Anderson, 2001).

En este capítulo se describen las superficies de bajo relieve y su relación con la geología, con el objetivo de encontrar marcadores de antiguos niveles base que permitan reconstruir la evolución del paisaje (relación alzamiento erosión). Además se caracteriza la morfología y morfometría de la hoya hidrográfica de la quebrada Chañaral y su relación con la geología (litología y estructuras). Con el objetivo de establecer los procesos que actualmente se encuentran configurando el paisaje.

4.2. Superficies de bajo relieve

4.2.1 Descripción de las Superficies de bajo relieve

A continuación se describen las superficies de bajo relieve reconocidas en las distintas unidades morfoestructurales que componen la región de estudio. Se caracteriza su distribución, morfología, altura, litología en que se desarrollan y sus relaciones estratigráficas.

Las herramientas utilizadas para el reconocimiento y caracterización de las superficies antes enumeradas fueron: la observación en terreno; perfiles topográficos; fotos aéreas, imágenes satelitales (SPOT, LANDSAT, ASTER); Modelo de elevación de terreno (DEM SRTM) con una resolución de 90 m por píxel; perfiles de alturas máximas y mínimas de un ancho de banda; y las cartas topográficas (El Morado, Domeyko, Quebrada las Cañas, Incaguasi, Estación Chañar, Quebrada El Tabaco) 1:50.000 levantadas por el Instituto Geográfico Militar (IGM).

En la Cordillera Principal se establecen las superficies P1, P2, P3; en la Depresión de Domeyko las superficies D1, D2, D3; y en la Cordillera de la Costa las superficies C1, C2, C3.

4.2.3.1 Cordillera Principal

Se describen las superficies de bajo relieve reconocidas entre las quebradas las Cañas y Tabaco. Estas son, desde más alto a más bajo: P1, P2y P3 (Figura 4.1).

Superficie P1

Se observa de manera diseminada en las cimas plana de los cordones montañosos de orientación E-O, que representan las alturas máximas en la Cordillera Principal Dominio Este (Figura 4.1). Estos corresponden a los cerros La Campana, Chivato y Cóndores, entre la quebrada Algarrobal y las Breas, y los cerros Baleadero y Duran entre las quebrada Las Breas y El Tabaco (Figura 2.2, 4.15).

La altura en que se desarrolla **P1** varía entre los 2300 m.s.n.m. y 2800 m.s.n.m., con un aumento progresivo hacia el este. Es difícil precisar el valor de su pendiente debido a que se encuentra bastante degradada. Se encuentra mejor preservada en el sector Los Llanitos al este del Cerro Cóndor, a una altura de 2400m, con un área de 2.4 km², aquí se observan valores entre 0.05 a 0.07 de pendiente.

Ésta superficie se desarrolla principalmente sobre rocas intrusivas pertenecientes a la Franja Oriental de edad Paleógena (Sección 2.4.2). En el cerro Chivato se encuentra labrada sobre rocas estratificadas volcánicas y volcániclasticas pertenecientes a la Formación Cerrillos. Esta relación estratigráfica permite establecer que su edad máxima es el Paleoceno.

Superficie P2

Se observa una superficie de bajo relieve distribuida de manera discontinua en las cimas de los cordones montañosos con orientación EO y NE El Romero, Rodados Negros y la sierra del Zapallar (al norte de la quebrada Algarrobal). Se reconoce en la ribera sur de la quebrada Algarrobal (Figura 4.4) y sobre cuchillas planas en la cabecera de la quebrada Las Breas (Figura 4.1). Al norte de la quebrada El Carrizo constituye los

cordones montañosos con cimas planas de dirección N-NE Punta Alta y Corredita. (Figura 2.2, Figura 4.1, 4.15).

Su altura varía entre los 1700 m.s.n.m. y los 2300 m.s.n.m., aumentando hacia el este. Su límite morfológico con la superficie **P1** se observa en las quebradas Algarrobal y Las Breas, este corresponde a un escarpe de 200 m (Figura 4.2, Figura 4.3). Su pendiente se encuentra inclinada hacia el oeste y se estima entre 0,02 y 0,03. En general los cordones y cuchillas sobre las cuales se desarrolla esta superficie se extienden por unos 10 km.

Se desarrolla preferentemente sobre rocas volcánicas y volcanoclásticas asociadas a la Formación Cerrillos en la quebrada Algarrobal, mientras en la quebrada Las Breas se encuentran labradas en rocas intrusivas pertenecientes la franja Oriental de edad Paleógena (Sección 2.4.3).

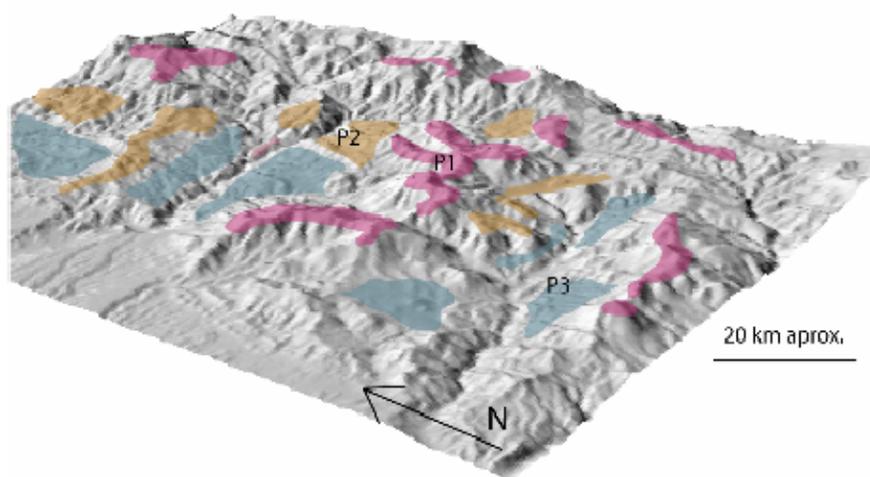


Figura 4.1. Superficies de bajo relieve en la Cordillera Principal.

Se observan las superficies P1, P2 y P3 entre las quebradas Algarrobal (Izquierda) y Las Breas (Derecha).

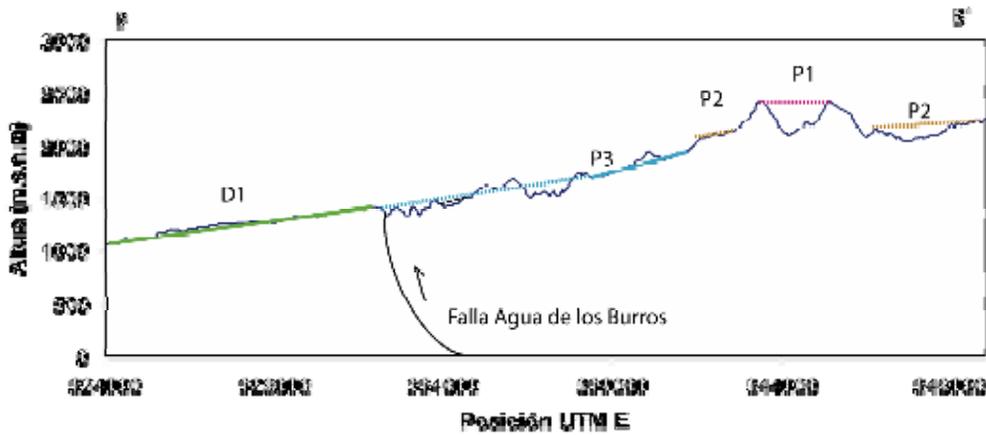


Figura 4.2. Perfil B-B'.

Se observan las superficies **P1**, **P2** y **P3** en la Cordillera Principal. En línea continua se observa la superficie in situ y en línea segmentada la superficie extrapolada. La superficie **D1** se correlaciona morfológicamente con la superficie **P3**. La ubicación de los perfiles en la figura 4.15.

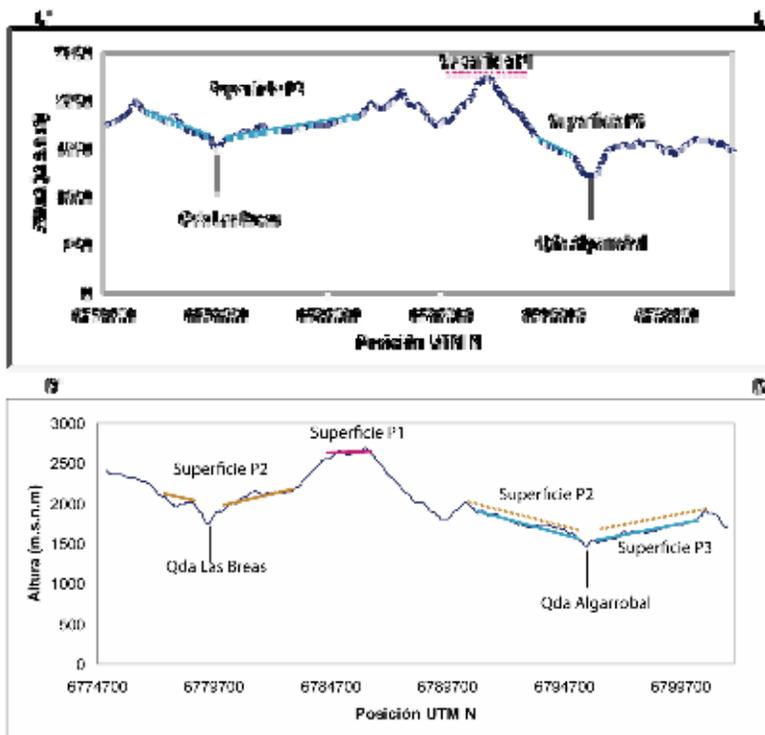


Figura 4.3. C'-C' y D'-D.

Perfiles N-S que muestran las superficies **P1**, **P2** y **P3**. En línea continua se observa la superficie in situ y en línea segmentada la superficie extrapolada. La ubicación de los perfiles en la figura 4.15.

Superficie P3

La Superficie P3 se reconoce sobre los llanos que bajan desde los cordones montañosos de orientación E-O que componen la Cordillera Principal entre las quebradas Las Cañas y El Tabaco (Figura 4.1, 4.15). Esta se encuentra incidida por la red de drenaje actual.

Su altura varía entre los 1350m y los 1700m siendo más elevada hacia las cabeceras de la red de drenaje actual. Se encuentra bajo la superficie P2 con una diferencia de altura 100 y 150 m, y en algunas zonas se observan en contacto con la superficie P1 con diferencias de altura entre 300 y 400m (Figura 4.1, 4.2, 4.3). Su pendiente se encuentra inclinada hacia las quebradas Las Cañas, Algarrobal y Las Breas con valores de 0.06 a 0.08. La interpolación de los llanos que conforman la superficie P3 reconstruye la morfología de una antigua red de drenaje, cuyas cabeceras corresponden a la superficie P1 y P2 (Figura 4.1, 4.5).

La superficie P3 se encuentra labrada sobre rocas estratificadas de la Formación Cerrillos e intrusivas de la Franja Oriental (Sección 2.4.3).

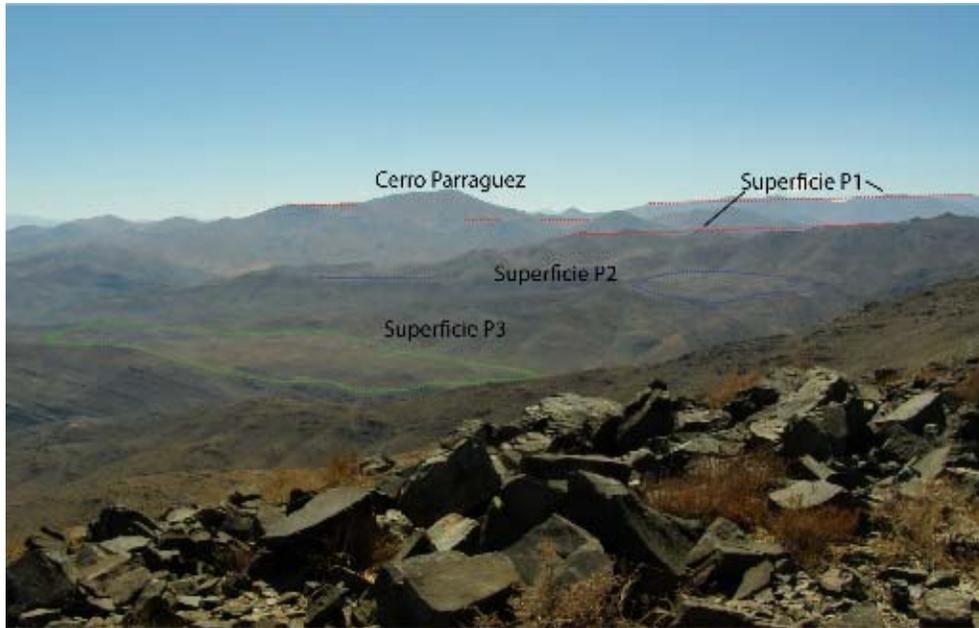


Figura 4.4. Superficies en la Cordillera Principal.

Foto de la ribera norte sur de la quebrada Algarrobal desde el cerro La Campana, vista hacia el NE.

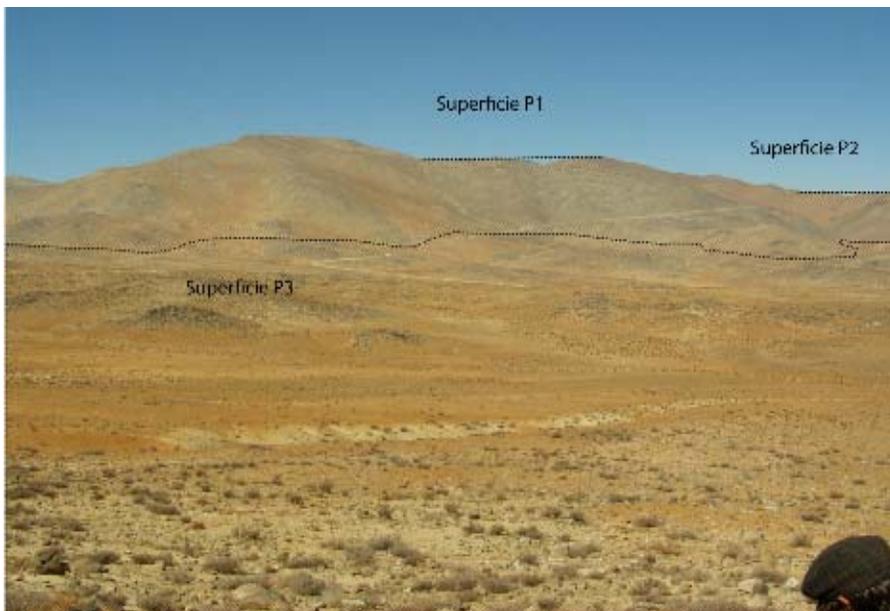


Figura 4.5. Superficies P1, P2 y P3 en el Llano de los Pingos.

Foto del llano de los Pingos en el camino al Observatorio La Campana. Vista hacia el NE. La línea segmentada muestra el límite de la superficie P3 con las superficies P1 y P2.

4.2.3.2 Depresión de Domeyko

Se describen las superficies de bajo relieve que se observan en la depresión de Domeyko entre la quebrada Las Cañas y Pelicano (Figura 4.15).

Superficie D1

D1 corresponde a una superficie inclinada hacia el oeste que constituye el techo de las gravas de Domeyko. Esta se distribuye entre la quebrada Las cañas por el norte y el llano El Totoral por el sur (figura 4.6). Presenta una morfología de abanico, cuyos ápices se encuentran relacionados a las quebradas actuales (quebrada Algarrobal, Las Cañas, Las Breas) y nacen en el límite occidental de la Cordillera Principal (Figura 4.7). Su extensión hacia el oeste, se ve interrumpida por el cordón montañoso Domeyko, de orientación N-S, que atraviesa la depresión (Figura 2.2, 4.6).

Su altura varía entre los 900 y los 1350 m.s.n.m, aumentando hacia el este con pendientes entre 0.03 y 0.05. Restando la incisión actual su área es del orden de 270 km².

En el sector sur del área de estudio, en el llano Los Divisaderos, constituye el mismo plano con la superficie C3 que se encuentra labrada sobre rocas volcánicas e intrusitas (Figura 4.8). Hacia el este, se correlaciona con la superficie P3 constituyendo el mismo plano (Figura 4.2).

La edad de la superficie D1 podemos establecerla como *post* depósito de las gravas de Domeyko, asociadas al Mioceno (Sección 2.4.2)

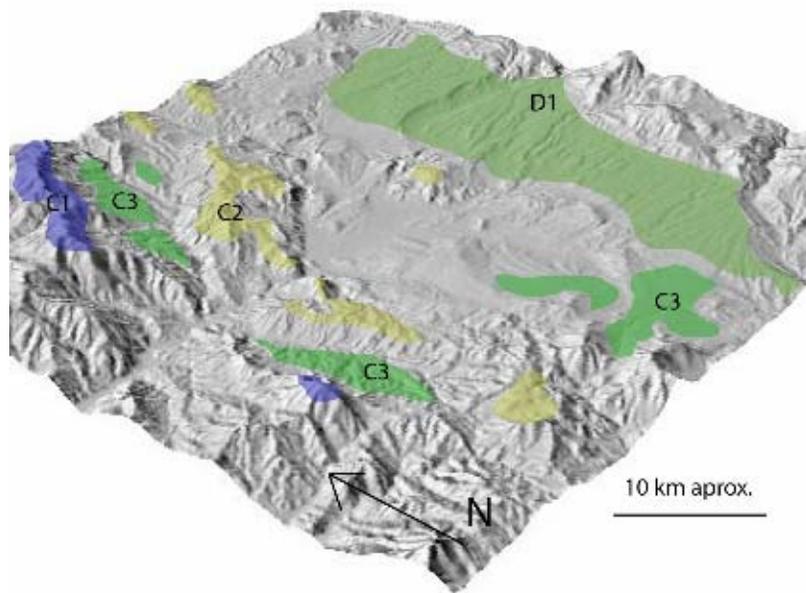


Figura 4.6. Superficies de bajo relieve en la Cordillera de la Costa y Depresión de Domeyko.
 Se observa las superficies C1, C2 y C3 en la Cordillera de la Costa y la superficie D1 en la Depresión de Domeyko.

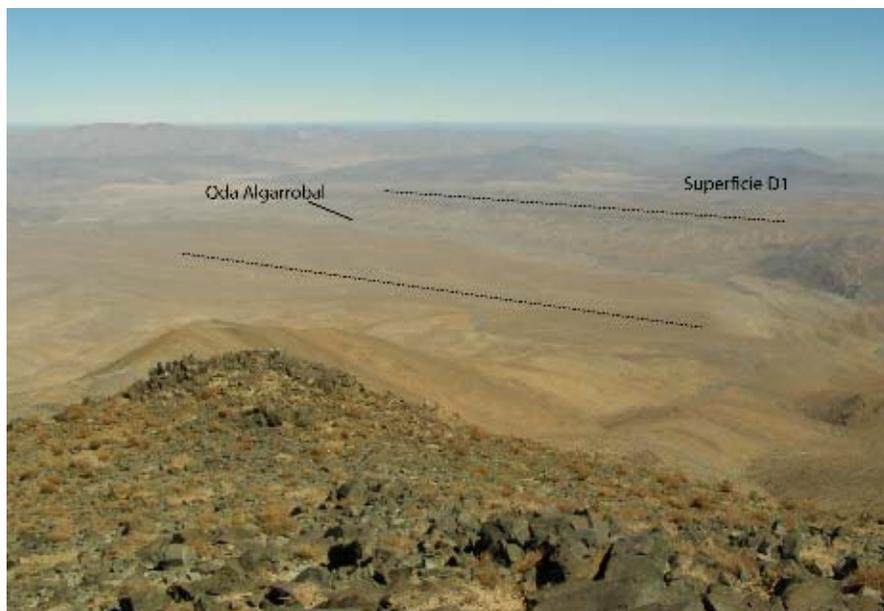


Figura 4.7. Superficie D1.
 Se observa la superficie D1. Foto desde el cerro La Campana hacia el NO.



Figura 4.8. Superficie C3 y D1.

Se observa la superficie C3 y D1 en el llano Los Divisaderos. Vista hacia el S-O.

Superficie D2

La superficie D2 se distribuye de manera diseminada sobre algunas de las cimas planas y cuchillas de los cordones que atraviesan la Depresión de Domeyko (Figura 4.9).

Su altura varía entre los 800 y 1000 m.s.n.m. debajo de la superficie D1, y constituyen terrazas de abrasión labradas sobre el sustrato rocoso (volcánico e intrusivo) que compone los cerros Domeyko y Mocha.

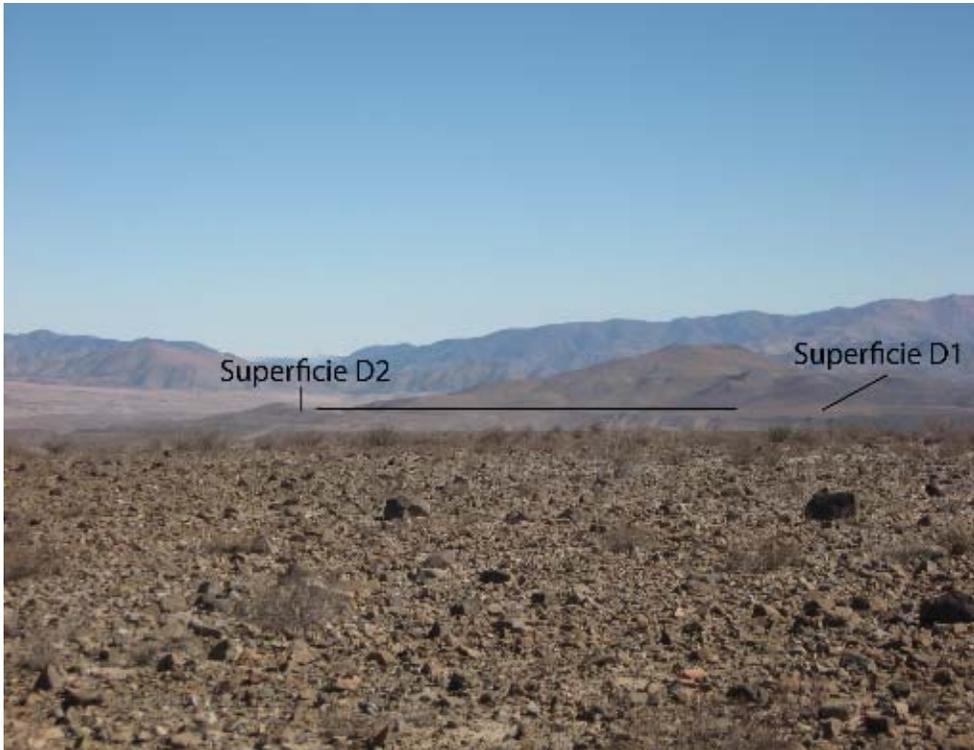


Figura 4.9. Foto de la superficie D1 y D2.

Se observa a los pies del C δ Domeyko la superficie D1, que corresponde a un glacis de depósito, y la superficie D2 que se encuentra labrada sobre sustrato. Foto hacia el Este tomada desde la superficie D1.

Superficie D3

Corresponde a las superficies planas de color marrón a pardo que se desarrollan cercanas a la confluencia de las quebradas Chañaral y sus tributarias. Se observa desde la quebrada Vizcachitas por el norte, hasta la quebrada Cachiyuyo por el sur (Figura 4.15). Se compone principalmente de sedimento poco consolidado de tamaño arena gruesa a grava gruesa, predominando el tamaño grava media, con escaso contenido de material fino en la superficie (Figura 4.10). Se exponen de mejor manera en la quebrada Algarrobal, a los pies del Llano los Barranconcitos y al este del pueblo de Cachiyuyo.

Presenta una altura variable entre los 800 y 900 m.s.n.m. aumentando hacia el este con una pendiente que varía entre 0.02 y 0.03. Constituye un área de 15 km² al norte de la quebrada Algarrobal y hacia el sur, en la quebrada San Antonio, constituye áreas entre 1 y 3.5 Km² (Figura 4.15). Su distribución conforma una franja de orientación N-S que se encuentra relacionada con el frente de erosión de las gravas de Domeyko (Figura 4.10).

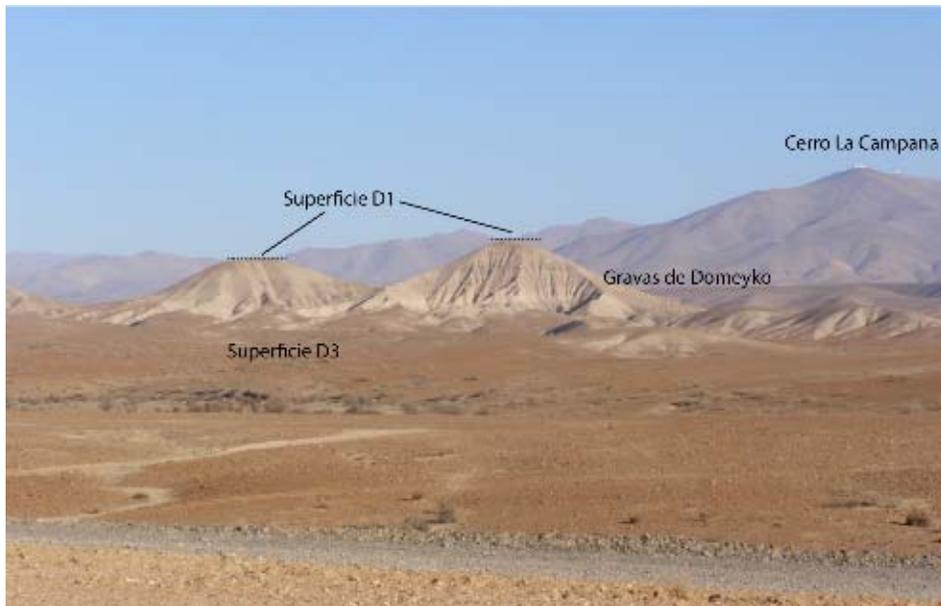


Figura 4.10. Superficie D3.

Se observa la superficie D3, que corresponde al nivel de erosión de las gravas de Domeyko.

4.3 Discordancia (D4).

La discordancia entre las gravas de Domeyko y las unidades Mesozoicas (Sección 3.4) corresponde a una superficie de bajo relieve que representa un marcador para establecer el origen de la depresión de Domeyko. Para reconstruir su morfología se construyó una grilla de puntos que contiene la ubicación UTM y la altura del contacto observado y medido entre las gravas de Domeyko y el sustrato Mesozoico. Posteriormente se realizó una interpolación de estos puntos, utilizando el algoritmo Kriging (con el software Surfer 8.0), que reconstruyó la morfología de la depresión de Domeyko antes del evento de depositación.

La reconstrucción muestra que esta morfología corresponde a una superficie de bajo relieve con 2.5° a 3° de inclinación hacia el oeste (Figura 3.6). Nace a los pies de la cordillera Principal a la altura de 1350 m, truncada por el escarpe del sistema de falla Agua de los Burros. Hacia el oeste, esta superficie desaparece cuando se encuentra con los cordones montañosos de orientación N-S que atraviesan la depresión de Domeyko a una altura de 900 m. Al sur de la quebrada Pelicano, hasta la quebrada los Choros, se observan llanos incididos por el drenaje actual, que se correlacionan con esta superficie. Se estima entonces que su extensión es desde la quebrada las Cañas por el norte, hasta la quebrada los Choros por el sur, abarcando un área aproximada de 500 Km².

Si bien, la superficie presenta un bajo relieve, se observan algunos paleocanales con una incisión menor a 100 m (Figura 4.11). Estos se relacionan con quebradas actuales Algarrobal Cabecita Larga, lo que muestra una herencia de la morfología antigua en el desarrollo de los drenajes actuales. La existencia de cordones y cerros islas que no se vieron afectados por el desarrollo de esta superficie indican que mecanismos de erosión contribuyeron al desarrollo de la depresión de Domeyko (Figura 4.11).

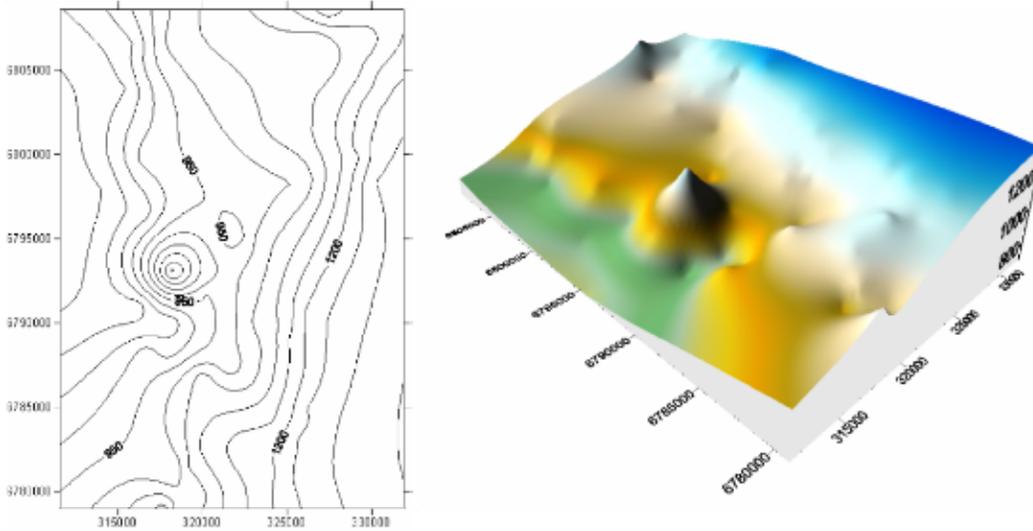


Figura 4.11. Reconstrucción de la morfología del sustrato de los depósitos.

*Se observa claramente que corresponde a una morfología de bajo relieve. Se aprecia la existencia de paleovalles, pero que no generaron una gran incisión. Las protuberancias que se observan corresponden a cerros islas o cordones montañosos anteriores a la formación de la superficie **D4**.*

4.2.3.3 Cordillera de la Costa

Se describen las superficies de bajo relieve que se observan en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa (Figura 4.15). Sus alturas se desarrollan entre los 850 y 1500m. Se encuentran labradas sobre rocas intrusivas y rocas volcánicas andesítico basálticas que componen esta unidad Morfoestructural (Capítulo 3).

Superficie C1

Corresponde a la superficie de bajo relieve que se constituye las máximas alturas de la Cordillera de la Costa. En la sierra Los Leones, Las Perdices y en el cerro El Buitre se observa sobre cordones montañosos de dirección NS – NNE (Figura 4.6, 4.12) con cimas planas. Su altura varía entre 1550 y 1500 m.s.n.m. Al sur de la quebrada Chañaral presenta una morfología similar en el mismo rango de alturas. Al norte del área de estudio, se observan una superficie basculada hacia el oeste con una pendiente de 0.03 y un área de 0.75 km². Morfológicamente, está corresponde a los cordones

señalados anteriormente (Figura 4.12, 4.13). Hacia el este ocurre una drástica disminución de las alturas, que coincide con una de las trazas del sistema de fallas de Atacama (Figura 4.6).



Figura 4.12. Superficie C1 y C2.

Se observa la superficie relictada C1 abajo a la derecha. Se muestra la correlación morfológica entre las cuchillas marcadas con líneas negras y los cordones que se observan en el sector izquierdo de la foto que constituyen la superficie C2. Vista hacia el sur, quebrada Puquios.

Se encuentra labrada sobre rocas intrusivas (Cretácico Inferior) que corresponden a la litología dominante en este sector de la Cordillera de la Costa (ver capítulo 3). No es posible establecer su edad, aunque por su relación estratigráfica se puede decir que fue incida con posterioridad al Cretácico Inferior.

Superficie C2

Corresponde a las superficies de bajo relieve que se encuentran al este de la quebrada Puquios, en las cimas de los cordones montañosos de dirección NS - NNE (Sierra Piriña, cordón El Pingo y Sierra La Estanca; Figura 4.13). Hacia el norte del área de estudio, se observa en los cordones montañosos EO que cierran la Depresión de Domeyko y se unen a la Cordillera Principal (Sierra Vizcachitas, Cordón San Antonio de la Plata). Al sur de la quebrada Chañaral constituye las cimas del cordón NS que se desarrolla en al este de la quebrada Almerices.

La altura de la superficie C2 varía entre 1050 y 1400 m.s.n.m.. Presenta una distribución no muy continua y ocupa una pequeña área, debido a que el largo de los cordones es inferior a 10 Km y su ancho es de 1 Km. En la quebrada Puquios se observa una diferencia de altura de 200 a 300 m entre las superficies C1 y las cuchillas planas inclinadas hacia el este que constituyen la superficie C2 (Figura 4.12).

Esta superficie se encuentra labrada sobre rocas intrusivas y rocas volcánicas (Formación Bandurrias) en el sector de la quebrada Puquios. Hacia el sur en la quebrada Almerices se desarrolla en rocas intrusivas.

Su edad no es posible determinarla, y por su posición estratigráfica podemos decir que se desarrollo con posterioridad al Cretácico Inferior.

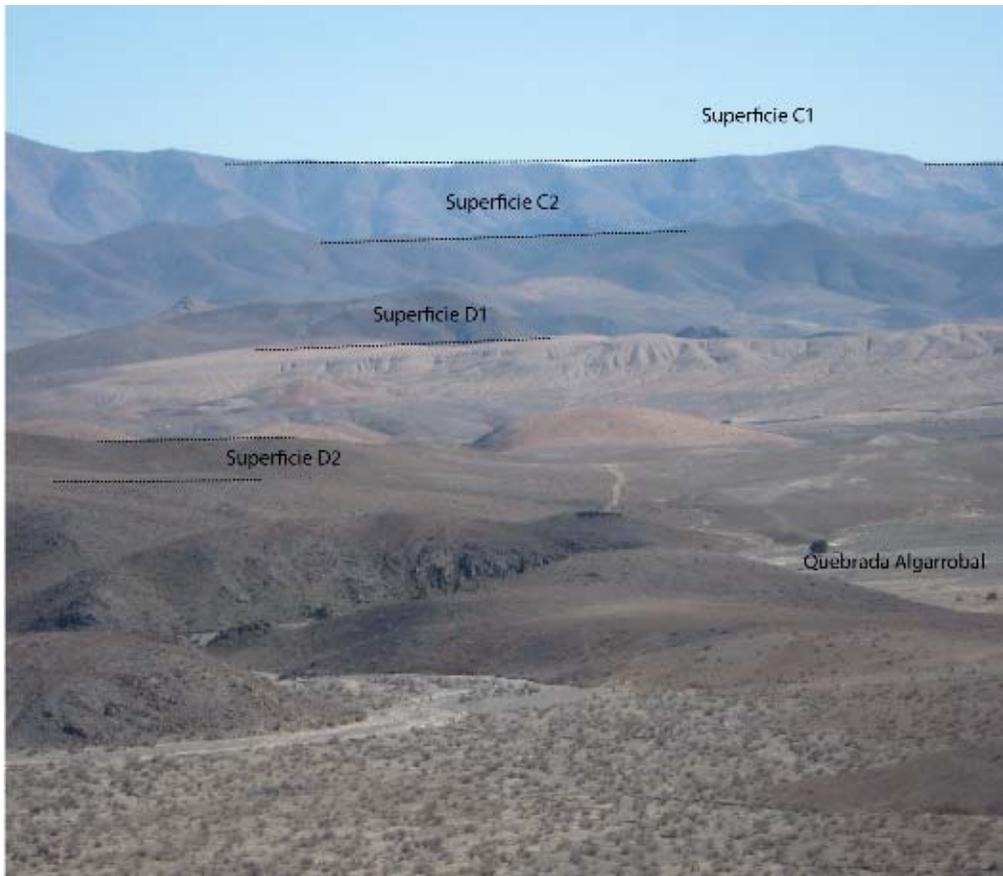


Figura 4.13. Superficies C1 y C.2.

Se observa la Superficies C1 y C2 que constituyen las cimas de los cordones montañosos que componen la Cordillera de la Costa. También se observa la superficie D2 que constituye el flanco norte del cerro Domeyko. Foto con vista hacia el oeste, desde la superficie D1.

Superficie C3

La superficie C3 corresponde a los piedemontes de los cordones montañosos que constituyen la Cordillera de la Costa. En la quebrada Puquios y Almerices se alinean con la orientación de estas quebradas. En los cordones Bandurrias y San Pablo, y en los llanos De Los Infieles y Los Divisaderos se encuentran inclinados hacia la depresión de Domeyko (Figura 2.2 , Figura 4.6).

La altura de esta superficie varían entre los 1000 y los 850 m.s.n.m. con pendientes entre 0.03 y 0.08. Su área varía entre 0.5 Km² y 15 Km². Las zonas donde se observa mejor preservada son el Llano Los Divisaderos y la quebrada Puquios.

En la quebrada Puquios y Almerices se encuentran labradas sobre roca intrusiva (Figura 4.14), al igual que en el Llano de los Infielos. Al sur de la quebrada Cachiyuyo en el llano Los Divisaderos se encuentra labrada sobre rocas volcánicas del Grupo Bandurrias.



Figura 4.14. Superficie C3.

Se observa la superficie C3 en la quebrada Puquios. Vista hacia el norte.

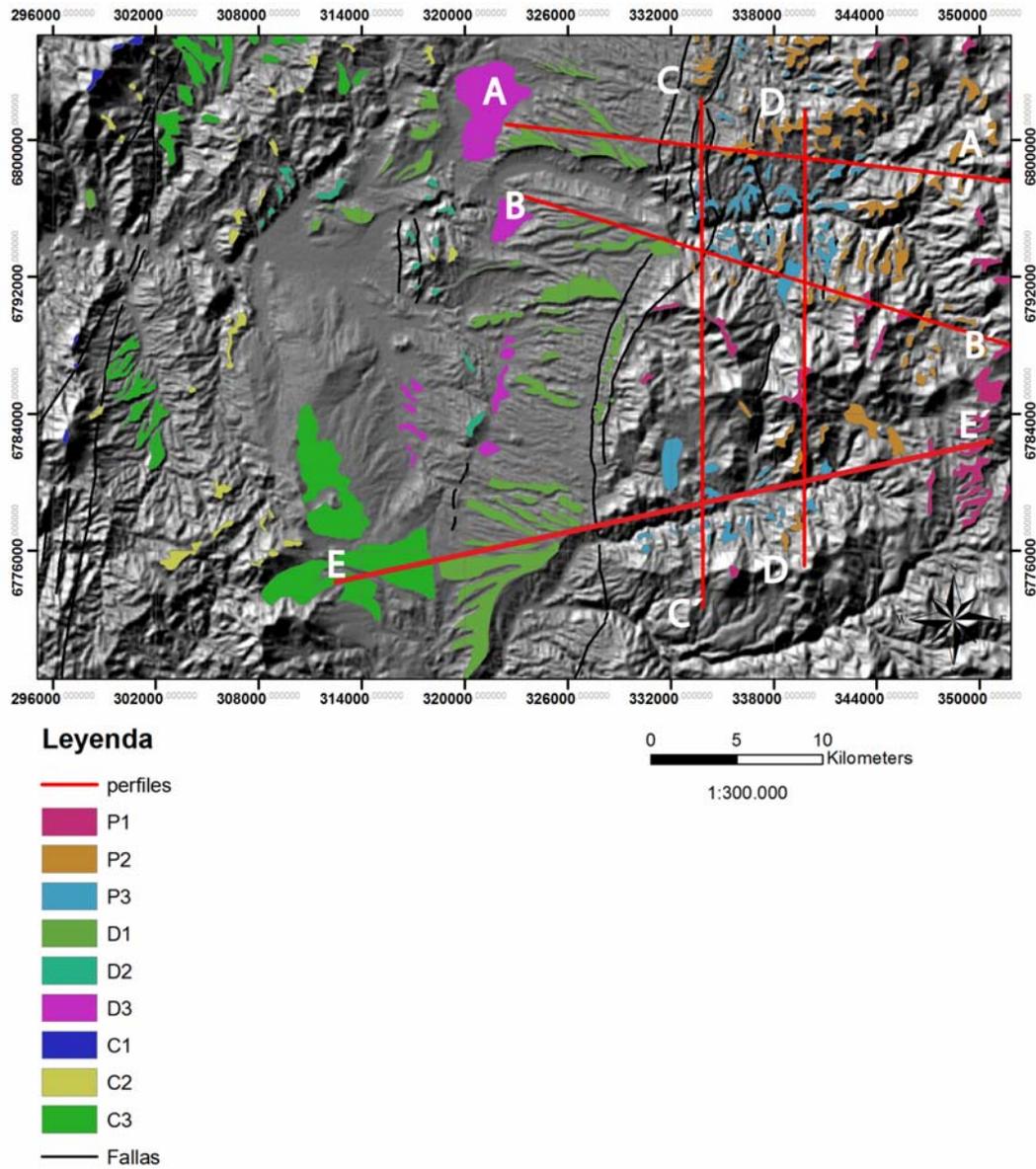


Figura 4.15. Mapa de Superficies de bajo relieve en la región de estudio

4.2.4 Interpretaciones y Correlaciones Etapa I

P1 y **P2** corresponden a las superficies más elevadas que se observan en la región estudiada, y se desarrollan en las cimas de los cordones montañosos y cimas con cuchillas planas que se desarrollan en la Cordillera Principal y de la Costa, respectivamente.

Una extrapolación entre ambas es compleja, debido a la presencia de la Depresión de Domeyko y los sistemas estructurales Falla de Atacama y Agua de los Burros (Capítulo 2.4.4). Además no existen cordones montañosos o angosturas que muestren que **P1** y **C1** hayan constituido una misma superficie. La altura en que se desarrollan estos niveles evidencian la existencia de alzamientos posteriores a su desarrollo. Si se considera que estas unidades se formaron con un nivel base cercano al mar, su elevación actual (1500 m.s.n.m **C1** y 2300 m.s.n.m **P1**) no es posible explicarla por cambios eustáticos durante el Neógeno (Zachos et. al 2001), por lo que evidencian la existencia de alzamientos del antearco de origen tectónico posteriores a su desarrollo.

La superficie **P1** limita hacia el este con el escarpe asociado a la prolongación hacia el norte del de la falla Vicuña (Capítulo 2.4.4), al este de ésta estructura aumentan las alturas máximas alrededor de 1000 m.s.n.m.

En el límite entre la república de Chile y Argentina Bissig et. al. (2002) reconoció distintas superficies descritas como pedimentos relictos. La más alta (y más antigua) de estas unidades corresponde a la superficie Deidad, que se ubica sobre los cordones montañosos con cimas planas, que contienen las alturas máximas del dominio oriental de la Cordillera Principal (sección 2.3). A esta unidad, por su posición estratigráfica, se le asignó una edad máxima entre 17 y 14 Ma. Es posible plantear que las superficies **P1** y Deidad constituyeron una misma unidad morfológica, que posteriormente fue deformada por la falla Vicuña, con un rechazo de 1000 m de su bloque oriental. Asumiendo esta hipótesis, la edad de la superficie **P1** quedaría restringida al Mioceno, marcando un evento de denudación que afectó el antearco. La superficie **C1** puede relacionarse a este evento, o posiblemente, corresponder a un evento de erosión de carácter local.

Etapa II

La superficie **P2** se observa como cuchillas planas y cordones montañosos que descienden desde las cimas que constituyen la superficie **P1** (Figura 4.3, 4.5). Esta morfología es similares a la de terrazas de erosión fluvial relictas o pedimentos (Strath Terrace, Burbank and Anderson, 2002) (Figura 4.3), por lo que su origen se encontraría asociado a un cambio en el nivel base de la red de drenaje que puede asociarse a:

1.- Actividad tectónica desarrollada en la falla Agua de los Burros, que corta el pie de la superficie **P1** y genera una onda de erosión retrograda sobre esta misma.

2.- Cambio climático que produce una caída del nivel base que genera incisión, y una posterior estabilización del drenaje que queda registrada en esta superficie.

3.- Un alzamiento regional que genera una caída del nivel base, lo que produce una onda de erosión retrograda sobre la superficie **P1**.

La superficie **C2** presenta una morfología similar a **P2**. En la quebrada Puquíos y Almerices se observan cuchillas con cimas planas que tienen una diferencia de altura abrupta (Descripción superficies **C2 y P2**) de 100 a 150 m con las cimas donde se define la superficie **C1**. Esta morfología puede corresponder a un pedimento asociado a la degradación, hacia el oeste, del escarpe de la falla de Atacama, cuya traza principal se relaciona con el contacto entre la superficie **C2 y C1**. Al igual que **P2**, el desarrollo de esta superficie es posible relacionarlo a cambios de nivel base (de origen climáticos y/o tectónicos) que generaron una onda de erosión retrograda sobre la superficie **C2**.

Aunque estas superficies presentan morfologías similares, no es posible correlacionarlas como una única unidad, esto se debe a la falta de edades y la presencia de la depresión de Domeyko entre ellas. Por otro lado, es probable que correspondan a alzamientos diferenciales entre las Cordilleras Principal y de la Costa, acomodados por las fallas de Atacama y Agua de los Burros.

Etapa III

El sustrato de la gravas de Domeyko (Descripción Discordancia **D4**) constituye una superficie de bajo relieve (Descripción Discordancia **D4**) que corresponde a gran parte de la depresión de Domeyko. Esta se encuentra construida principalmente sobre rocas volcánicas andesítico- basálticas, lo que evidencia la posibilidad de procesos de erosión diferencial en su génesis.

El límite oriental de **D4** se relaciona con la traza principal de la falla Agua de los Burros, probablemente esta estructura corte a la superficie, pudiendo existir una correlación de **D4** con las superficies **P1** y **P2**. Al no existir dataciones que permitan establecer las edades de estas unidades, no es posible determinar si el marcador correspondería a **D4 – P1** ó **D4 – P2** (**Figura 4.16**). Otra alternativa es que **D4** corresponda a un pedimento desarrollado por el retroceso del escarpe de la falla Agua de los Burros, que tendría una edad posterior a las superficies **P1** y **P2**.

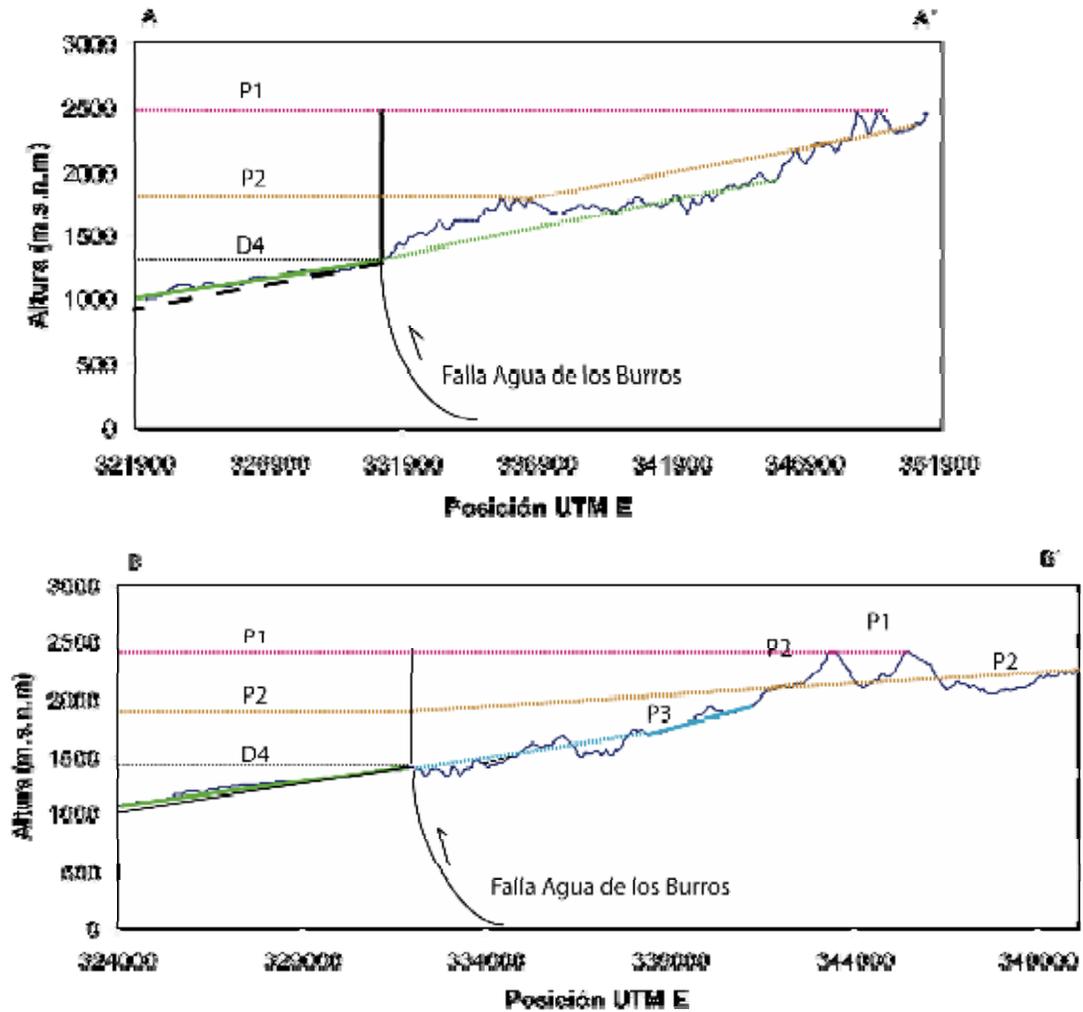


Figura 4.16. Relación entre la Falla Agua de los Burros, la discordancia D4 y las superficies P1 y P2.

Se observa la relación entre la discordancia D4 y las superficies P1 y P2. Si se considera el marcador D4-P1, el valor del rechazo de la falla Agua de los Burros estaría entre 1000 (B-B') a 1200 m (A-A'), para el marcador D4-P2 el valor sería de 500 m (en ambos perfiles).

Etapa IV

En la Cordillera Principal se reconoce un nivel de superficies de bajo relieve cuya morfología puede ser interpretada como un pedimento (**P3**), siguiendo el criterio establecido por Hardley (1967) (Figura 4.3, 4.4 y descripción superficie **P3**). Posiblemente se encuentre relacionado a la degradación de un nivel de *terrazas de abrasión* desarrolladas por un cambio del nivel base que incidió y a la superficie **P2**.

Morfológicamente la superficie **P3** se correlaciona con la superficie **D1**, esta última corresponde al techo de las Gravas de Domeyko y marca el fin de su depósito. Este plano constituye un nivel de erosión en la Cordillera Principal y de depósito en la Depresión de Domeyko que no se encuentra afectado por la falla Agua de los Burros, por lo que acota el período de actividad de este sistema estructural (Figura 4.17). Hacia el este se observa una relación similar entre las superficies **D1** y **C3**, en el llano Los Divisaderos se observa el contacto entre el pedimento inclinado hacia el este (**C3**) y la superficie de depósito (**D1**) (Figura 4.17). Estas características morfológicas permiten establecer que la depresión de Domeyko constituyó el depocentro para el material erosionado en la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal.

En la quebrada Puquíos y Almerices se observan pedimentos (superficie **C3**) inclinados hacia estos drenajes de orientación N- S a NNO, si bien, estos se encuentran relacionados espacialmente a la traza principal del sistema de fallas de Atacama, esta estructura no los deforma. Probablemente, la relación descrita anteriormente, refleje un proceso de meteorización y erosión diferencial que se asocia a la franja cataclástica que acompaña a la traza principal del sistema de fallas de Atacama (capítulo 2).

La superficie **D2** se encuentra a una menor altura que la superficie **D1** (descripción superficie **D1**, Figura 4.9), y se desarrolla sobre los flancos los cerros Domeyko y Mocha (Figura 4.13). Esta superficie viene a constituir terrazas de abrasión generadas, posiblemente, por los flujos poco canalizados que constituyen las Gravas de Domeyko (capítulo 3) que marcarían el período de depósito en la depresión.

No se tienen dataciones que permitan establecer la edad del marcador **P3-D1-C3**, incluso es posible que no corresponda a una superficie monogenética y existan zonas con desarrollo en distintos tiempos. Si se establece una correlación con las Gravas de Atacama (Capítulo 2, Tabla 2.1), donde se observa un plano que une superficies de erosión y depositación, (Riquelme et. al., 2007, Nalpas et. al., 2008), se puede plantear que este marcador se desarrolló alrededor de los 10 Ma.

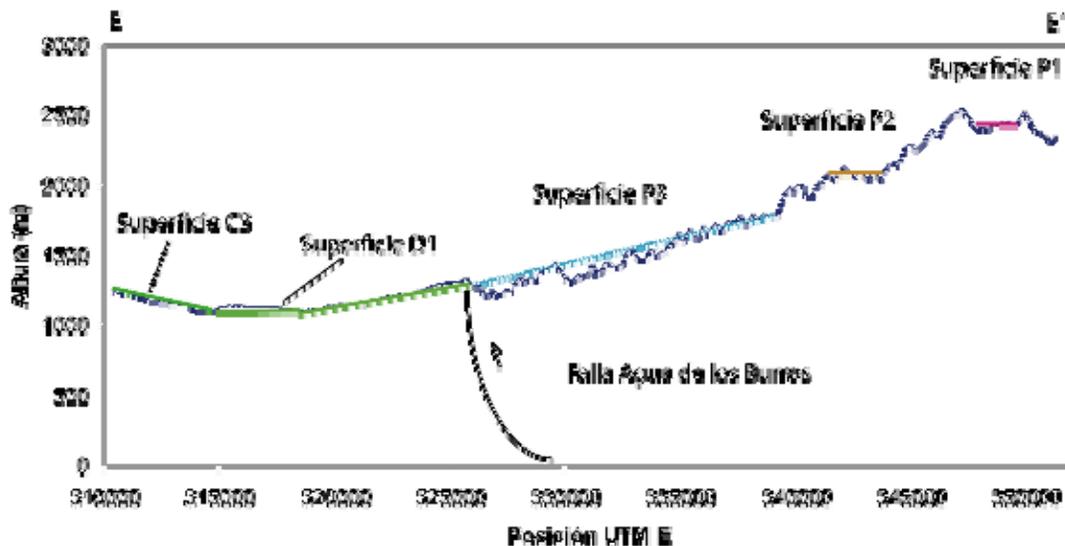


Figura 4.17. Relación morfológica entre las superficies P3-D1-C3.

La superficies P3, D1 y C3 constituyen un marcador de erosión- depósito que no se encuentra afectada por la falla Agua de los Burros.

Etapa V

La superficie **D3** se distribuye en una franja de dirección N-S que se relaciona al frente de erosión que afecta a las Gravas de Domeyko (figura 4.18). Se relaciona al último cambio de nivel base que generó la incisión de la superficie **D1**.

El mecanismo que parece generar ésta superficie consiste en procesos difusivos de ladera, posiblemente gatillados por lluvias torrenciales que ocurren de manera esporádica. Posteriormente el material es re- trabajado, posiblemente por escorrentía no canalizada y la acción del viento.

Esto desarrolla un “pavimento del desierto” de color pardo rojizo que se desarrolla a los pies de los escarpes de las gravas de Domeyko (Figura 4.10). El drenaje actual incide en esta superficie en algunos sectores, que se relaciona a las quebradas con mayor jerarquía.

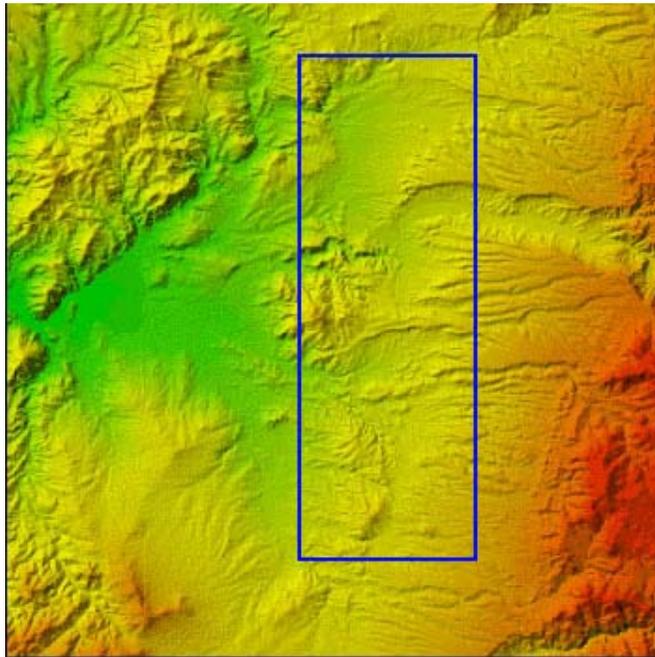


Figura 4.18. Vista en planta de la erosión de las Gravas de Domeyko.
En el recuadro azul se observa el actual frente de erosión que afecta las Gravas de Domeyko.

4.3 Morfología y Morfometría de la red de drenaje

4.3.1 Características del Drenaje

En el área de estudio, se puede observar que los patrones de drenajes de la hoya hidrográfica Chañaral (Figura 4.19) se segmentan de acuerdo a la Unidad Morfoestructural en que se encuentran (Sección 2.3.3).

4.3.1.1 Cordillera de la Costa

La forma de la red de drenaje en este sector muestra un exutorio (quebrada Chañaral), con tributarios con dirección preferencial NS. (Figura 4.19)

Las quebradas Almerices y Puquios, que se desarrollan con una dirección preferencial NS, tiene una directa correlación con las trazas del sistema de Fallas de Atacama en la zona. Si bien, no se observan deformaciones *post* el proceso de sedimentación observado esta zona, es probable que los drenajes aprovechen las rocas que se encuentran deformadas, y por ende, debilitadas mecánicamente (Franja Cataclástica, Moscoso et. al, 1982). Este patrón es posible continuarlo hacia el norte, en los tributarios del río Huasco, y hacia el sur en la quebrada Los Choros.

En el sector occidental de la Cordillera de la Costa se desarrollan quebradas de orientación EO que tienen como nivel base el mar (Figura 4.19) y sus cabeceras corresponden a las sierras (nombre de las sierras) de orientación N-S y NNO.

Los canales se observan preferentemente incidiendo el sustrato rocoso (tipo “Bedrock”), salvo la carpeta de sedimento que constituye la quebrada Chañaral, especialmente en su nacimiento donde confluyen distintas quebradas provenientes desde la Cordillera Principal y la Depresión de Domeyko.

4.3.3.2 Depresión de Domeyko

Inmediatamente al norte de la quebrada El Pelicano, hasta la quebrada las Cañas, el patrón de los drenajes es paralelo a sub paralelo con orientaciones EO a NNO. Este presenta una estrecha correlación con las características de su lecho. En los sectores donde éste corresponde a roca, se desarrolla de manera dendrítica, mientras se observa paralelo las quebradas inciden los depósitos de material semi consolidado. Es probable que esta variación en los patrones se explique por una disminución en la capacidad de transporte de las quebradas producto de mayor disponibilidad de sedimentos cuando inciden las Gravas de Domeyko. Además, este hecho se relaciona con una disminución de la topografía al este de los depósitos, en los interfluvios de las quebradas principales (Las Cañas, Algarrobal, Las Breas), donde no se observan abanicos.

Al oeste de los abanicos, las quebradas cambian su dirección confluyendo hacia la quebrada Chañaral, siendo éste el único exutorio de los drenajes que nacen en la Cordillera Principal en la región de estudio.

Algunas quebradas presentan sus cabeceras en la Cordillera de la Costa y drenan hacia la depresión de Domeyko; estas se hallan al norte y al sur de la quebrada Chañaral.

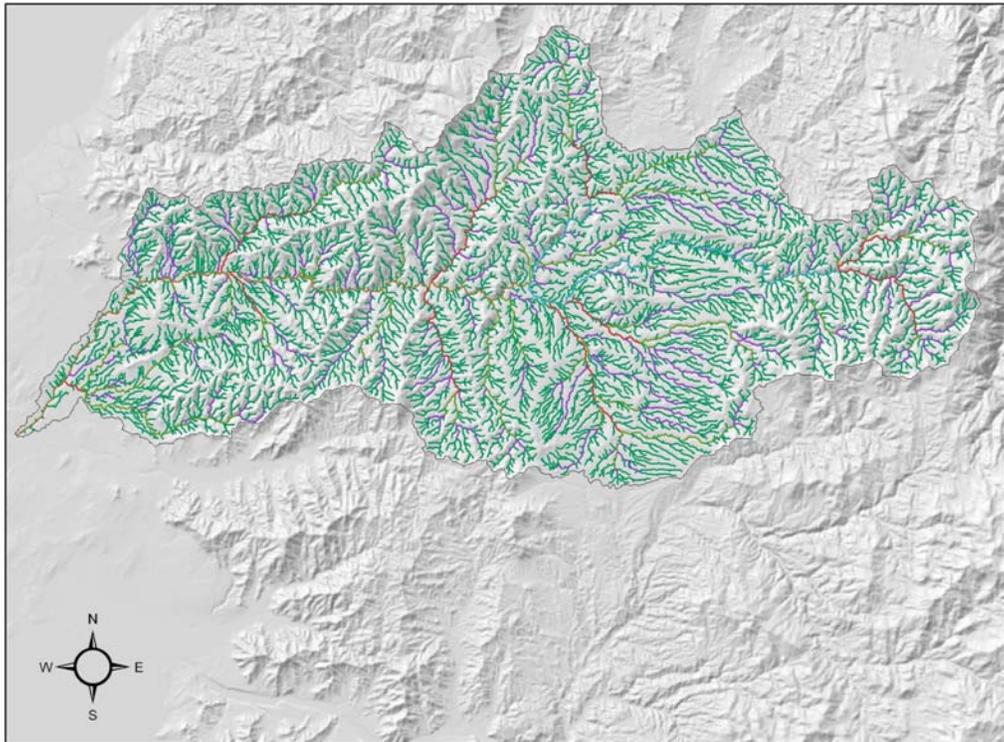
Al igual que en la Cordillera de la Costa, los canales son de tipo *bed rock*, ya que no se observan en ningún sector incidiendo su propio relleno.

4.3.3.3 Cordillera Principal

En la Cordillera Principal se observa un patrón de drenaje dendrítico con un amplio circo de cabeceras, en forma de U cerrada con elevaciones entre los 1900 y 2500 m.s.n.m. Estos engloban los cordones E-O que caracterizan la Cordillera Principal en su dominio este y los cordones N-S que se desarrollan hacia el este (capítulo 2).

Entre las redes tributarias que nacen desde los cordones E-O y las quebradas principales se observa una considerable diferencia de altura, lo que se traduce en confluencias con pendientes elevadas, similares a cascadas y saltos, pero sin agua.

Los canales cortan principalmente el sustrato rocoso (canales tipo *Bed rock*). En la quebrada principal se observan una carpeta fina de aluvios, con morfologías de barras y canales trenzados, que se encuentra entrecortado por niveles donde aflora roca.



**Jerarquía
Ordenes HS**

- 1 y 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7

Figura 4.19. Morfología y jerarquía de la hoya hidrográfica Chañaral.

4.3.2 Jerarquía

4.3.2.1 Introducción

En los trabajos de Horton (1954) y Strahler (1957) se definió un algoritmo que permite establecer una jerarquía relativa entre los canales que componen las redes de drenaje.

Existe una la relación entre el número de canales que pertenecen a una clase de orden (N_s) y el respectivo orden (s), que sigue la siguiente ecuación:

$$N_s = a \cdot b^s,$$

en la que N_s = al número de ríos de cualquier orden y s = orden.

La longitud de los ríos de cualquier orden (L_s) disminuye con el orden u órdenes de la misma manera

$$L_s = x \cdot y^s.$$

Los factores de a y b , x e y variarán según las características de la zona de estudio (Clima, geología, tectónica).

Se observa que la relación entre estos parámetros, donde también se puede incluir el área drenada asociada a una clase de orden tiene un carácter logarítmico.

Cualquier cambio en esta relación puede ser interpretado por un desequilibrio y una no jerarquización de la red, que se atribuye a los factores antes mencionados.

Para la red hidrográfica de la quebrada Chañaral se estableció el orden 1 en el 3 orden desde la cabecera del sistema, y se analizaron las relaciones entre los parámetros discutidos anteriormente.

4.3.2.2 Interpretación

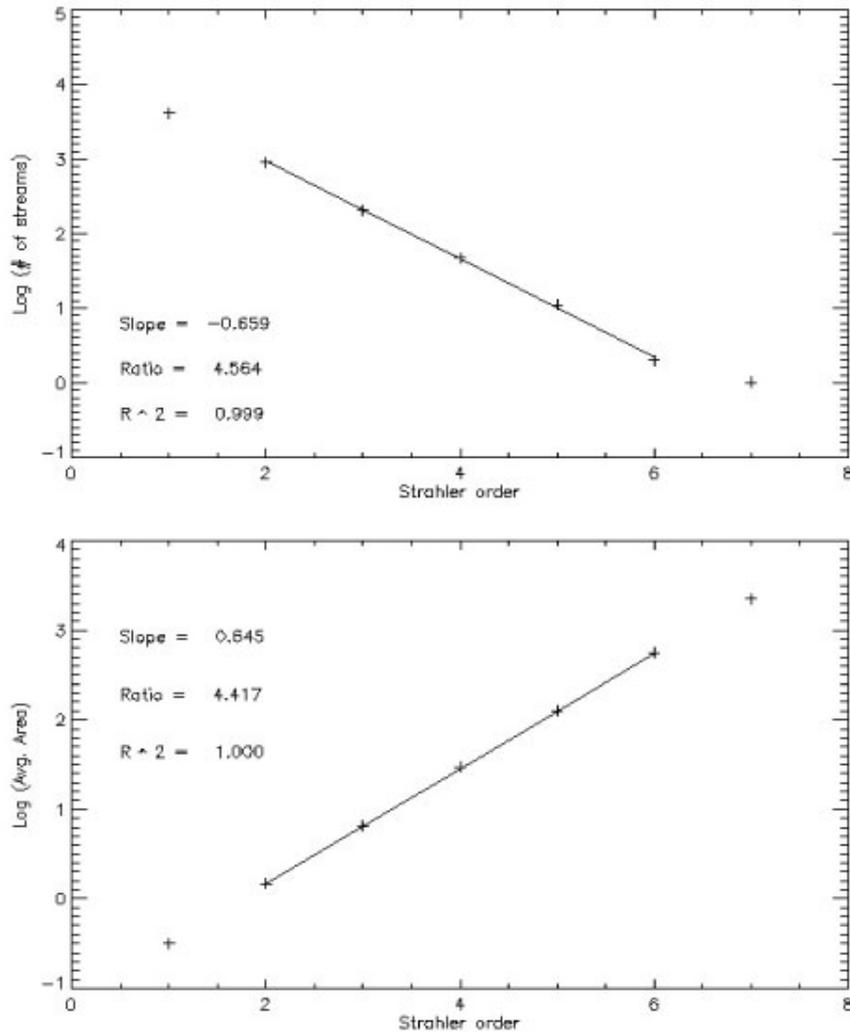


Figura 4.20: Relación entre el orden de Strahler y el área, y la cantidad de canales.

Se observan que los datos presentan buenas correlaciones lineales (Figura 4.20). Esto muestra que la red de drenaje se encuentra jerarquizada.

En la hoya hidrográfica de la quebrada Salitrosa, al norte del área de estudio, Riquelme et. al. (2003) interpretó las anomalías en la jerarquía y asimetrías en la distribución de ciertos ordenes como efecto de la actividad tectónica en el Sistema de Falla de Atacama. Para la quebrada Chañaral no se observan estas características.

4.3.3 Análisis Hipsométrico

4.3.3.1 Introducción

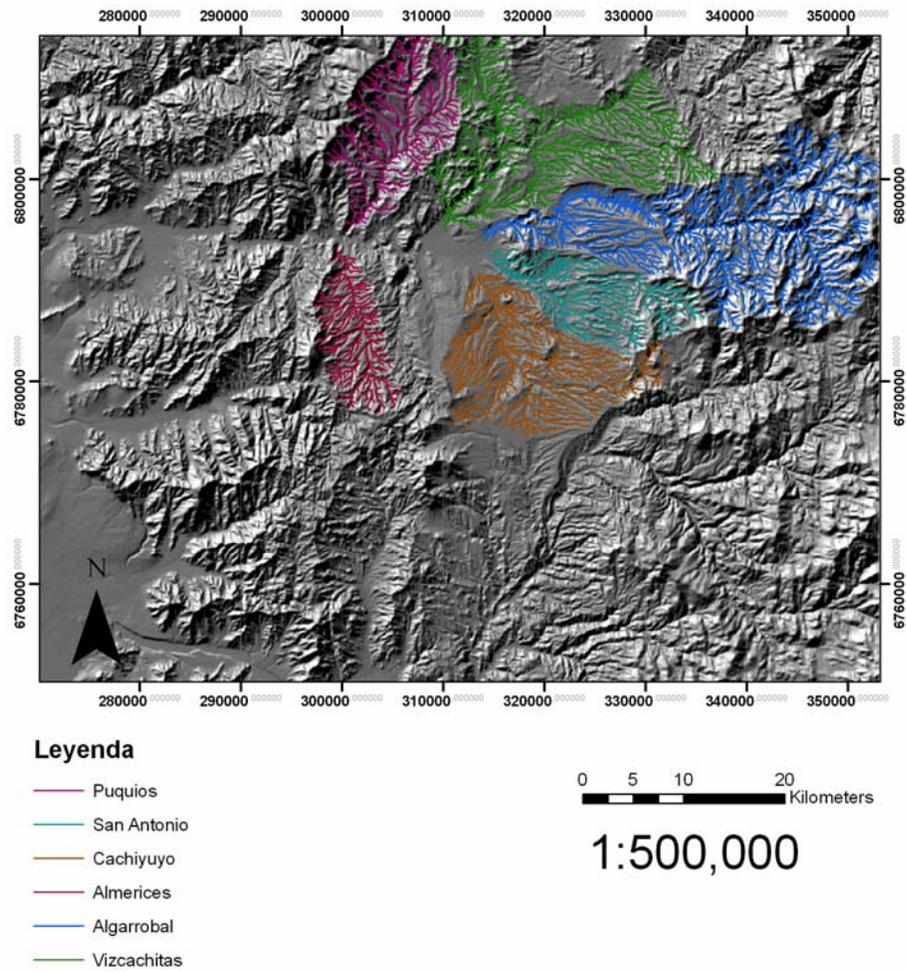
Las curvas hipsométricas son una poderosa herramienta que permite cuantificar el estado en que se encuentra el paisaje. Indicando, de manera relativa, la cantidad de relieve que existe sobre el drenaje.

Strahler (1954) estableció tres estados del paisaje (Joven, Maduro y Monadock [muy maduro]), reflejados por las forma de la curva y el valor de la integral hipsométrica, que indican el grado de degradación en que se encuentra el relieve.

Posteriormente, mediante trabajos numéricos se han establecido otras variables que afectan la forma y valor de una curva hipsométrica, tales como el área drenada (relación de escala) o la geometría de la red (Hurtrez et. al., 1999; Willgoose and Hancock, 1997).

En esta sección se presenta el análisis hipsométrico de los sistemas hídricos tributarios a la quebrada Chañaral.

Figura 4.21. Hoyas Hidrográficas de los tributarios de la quebrada Chañaral



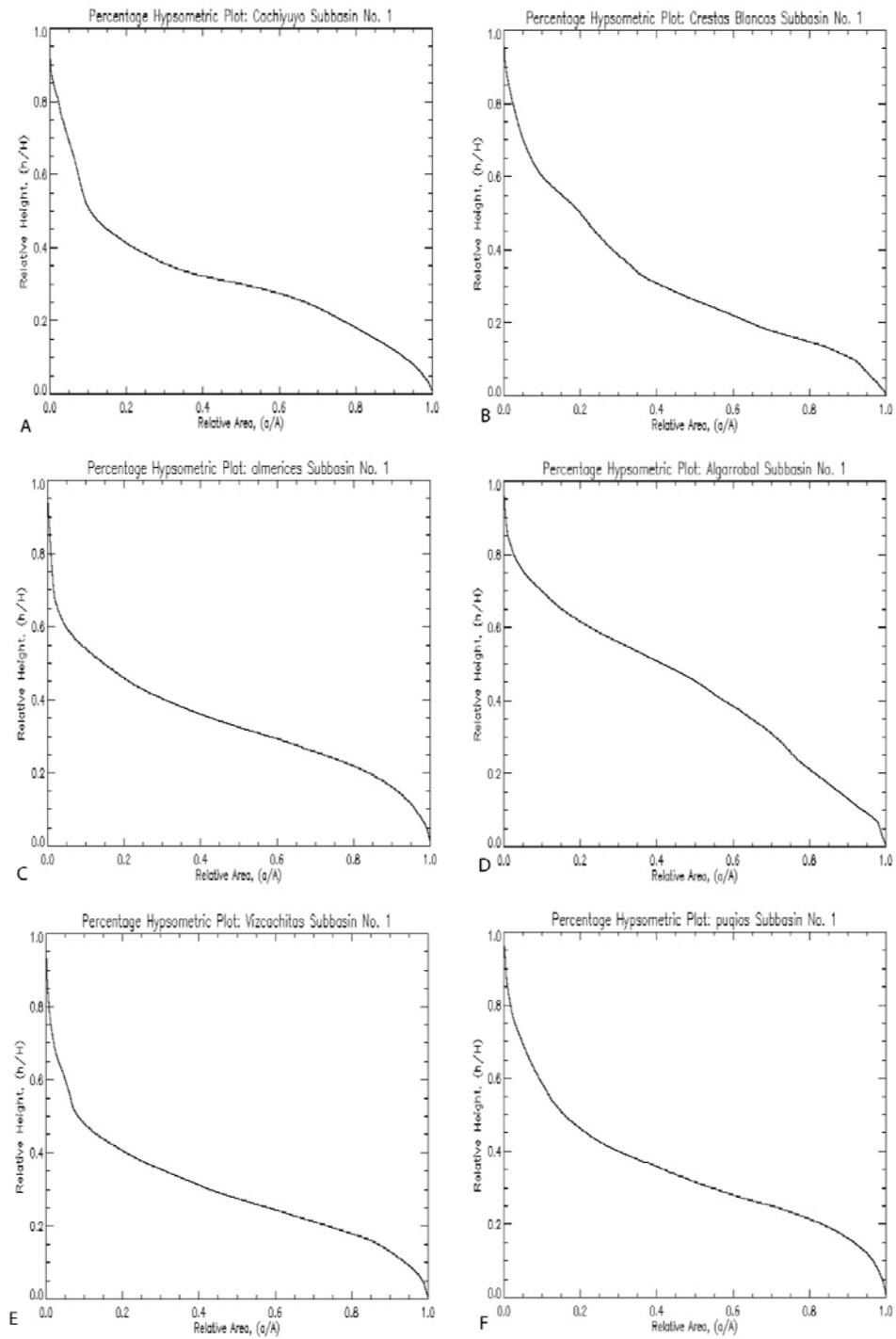


Figura 4.22: Curvas Hipsométricas para las cuencas que tributan a la quebrada Chañaral.

A, Cachiyyu; B, San Antonio; C, Almerices; D, Algarrobal; E, Vizcachitas; F, Puquios.

4.3.3.2 Curva e Integral Hipsométrica

Se estudiaron curvas hipsométricas para las cuencas de mayor jerarquía que tributan a la quebrada Chañaral (Figura 4.22), en general su orden de jerarquía corresponden a 5 y 6 (Figura 4.19).

Los valores de las integrales varían entre 0.29 y 0.43, y la forma de la curva no varía mucho para las quebradas estudiadas, siendo cóncavas hacia su cabeza, y convexa en su cuerpo (forma S). La curva con una mayor integral y con una forma convexa en el cuerpo corresponde a la quebrada Algarrobal (Figura 4.22 D), la cual incide en una mayor área a la Cordillera Principal, por lo que el valor de su integral refleja la diferencia de relieve existente en esta unidad morfoestructural.

Las curvas de las cuencas que inciden la Cordillera de la Costa (Puquios y Almerices) y la depresión de Domeyko (Cachiyuyo, Vizcachitas y San Antonio) muestran que este relieve se encuentra en un estado maduro (Strahler, 1954) con valores de la integral hipsométrica menores a 0.4 (Tabla 4.1). La diferencia entre los valores de la integral hipsométrica de las quebradas que se desarrollan en la Cordillera de la Costa con las que inciden preferentemente la Depresión de Domeyko (Tabla 4.1), se explica por la diferencia de relieve entre estas unidades morfoestructurales.

| | Integral | Área (km ²) |
|-------------|------------|-------------------------|
| Almerices | 0.34035969 | 94.3248 |
| Puquios | 0.34656613 | 162.5444 |
| Vizcachitas | 0.29866254 | 327.7045 |
| Cachiyuyo | 0.31605966 | 217.228 |
| San Antonio | 0.31382304 | 132.6093 |
| Algarrobal | 0.4313179 | 426.7586 |

Tabla 4.1: Valores de la Integral Hipsométrica y el área de las cuencas

Algunas cuencas presentan curvas con marcadas inflexiones entre la cabeza y el cuerpo. Esta forma se explica bien con la existencia de superficies de bajo relieve sobre los drenajes que controlan también la hipsometría, y que se discute en la sección **4.3.3.3**.

Algunas cuencas presentan curvas con marcadas inflexiones entre la cabeza y el cuerpo. Esta forma se explica bien con la existencia de superficies de bajo relieve sobre los drenajes que controlan también la hipsometría, y que se discute en el apartado **4.3.3.3**.

4.3.3.3 Distribución del Relieve

Se construyeron las curvas hipsométricas y diagramas de altura v/s área, para comprender la distribución del relieve de acuerdo a estos parámetros, los cuales están relacionados su morfología (figura 4.24).

Con las herramientas del Software RiverTools 3.0, y utilizando un DEM SRTM con una resolución de 90m (0.000833333 grados) por píxel, se construyen diagramas que muestran que cantidad de área de una cuenca se relaciona con una altura. Para ello se vale de la información entregada por los píxel que constituyen el DEM.

Quebrada Vizcachitas

La distribución de la altura con el área en la red de drenaje de la quebrada Vizcachita (ver mapa de las redes de drenaje), muestra distintos *picks*, que se correlacionan con las alturas de las superficies de bajo relieve que incide.

El diagrama (Figura 4.23 A) muestra un *pick* máximo alrededor de los 900m, que se relaciona bien con la Superficie **D3**, y otro alrededor de los 1400m que se relaciona con la superficie **P3** en la Cordillera Principal.

También se observan otros *picks* de menor intensidad en las alturas 700-800m y 1100-1200m. El primero se correlaciona con el ensanchamiento del lecho de la quebrada cerca de la confluencia con la quebrada Chañaral, mientras que el segundo se relaciona

con la superficie **D1** labrada sobre las Gravas de Domeyko. Ésta última corresponde a la expresión morfológica que caracteriza el norte de la Depresión.

Diagramas Altura v/s Elevación y Curvas Hipsométricas

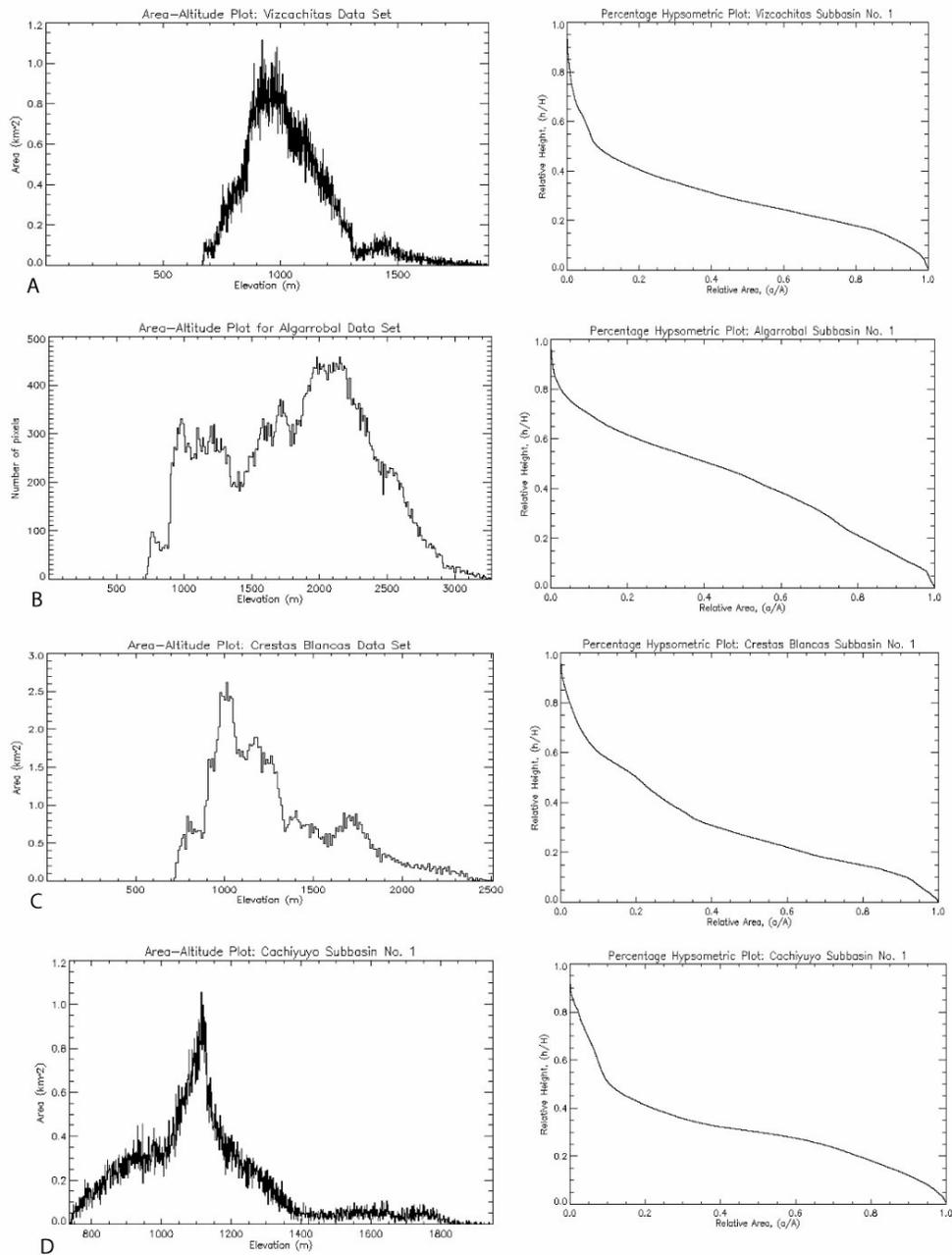


Figura 4.23. Diagramas de distribución del relieve. Se muestran los diagramas de distribución del área versus la altura (izquierda) y las curvas hipsométricas (derecha) de los cuatro sistemas hídricos que cubren la depresión de Domeyko, al norte de la quebrada Pelicano. De norte a sur: A.- Quebrada Vizcachitas. B.- Quebrada Algarrobal. C.- Quebrada San Antonio. D.- Quebrada Cachiuyuyo.

Se observa un *pick* mínimo alrededor de los 1300-1350 m de altura que se relaciona con la incisión de la quebrada Cabecita Larga en la Sierra Agua de los Burros en el límite occidental de la Cordillera Principal.

Quebrada Algarrobal

El diagrama construido en la cuenca hidrográfica de la quebrada Algarrobal muestra que los *picks* máximos (Figura 4.23 parte B) se pueden correlacionar con las distintas superficies de bajo relieve que se observan tanto en la depresión de Domeyko, como en la Cordillera Principal.

El máximo *pick* desarrollado entre los 900 y los 1150 m.s.n.m muestra las superficies **D1** y **D2** (esta última de menor altura), y además el sector más ancho del lecho de la quebrada Algarrobal, el cual abarca alturas entre los 900 a los 1000 m.s.n.m. En este rango se observan algunos *picks* mínimos que por una correlación de altura explican bien la incisión de la superficie **D1**, correspondiendo a las laderas que caen hacia la quebrada.

Alrededor de los 1400m se observa el desarrollo de un *pick* mínimo que representa la altura en que comienza la incisión en la Cordillera Principal por la quebrada principal (Algarrobal). Por otro lado el *pick* máximo desarrollado entre los 1550 y 1800 m.s.n.m muestra el desarrollo de la superficie **P3**.

El *pick* máximo que se observa en el diagrama entre los 1950 a 2200m corresponde a la superficie **P2**. Este se encuentra limitado por dos *picks* mínimos que se relacionan con los escarpes que separan a este nivel de las superficies **P3** y **P1**.

El último *pick* máximo corresponde a la superficie **P1** alrededor de los 2550 m.s.n.m y representa los cordones montañosos EO que constituyen las máximas alturas y divisorias de esta cuenca.

Quebrada San Antonio

Se observan dos *picks* máximos, el primero corresponde a los 800 m.s.n.m y tiene relación con el ensanchamiento del lecho en la confluencia con la quebrada Chañaral, el que se observa a los 1000-1050 m.s.n.m corresponde al sector occidental de la Superficie **D1**. El *pick* que se observa alrededor de los 1200 m.s.n.m corresponde a esta misma superficie, desarrollada más al este (Figura 4.23 C).

El *pick* mínimo que se observan a los 1300 m.s.n.m corresponde a la incisión en la Cordillera Principal, en el escarpe que cierra la depresión de Domeyko por el este. Posteriormente en el diagrama se observan una serie de *picks* entre los 1600 y 1780m que corresponden a un pedimento (Superficie **P3**) que se desarrolla en la Cordillera Principal, y los puntos mínimos que se observan en este rango de elevación corresponden a la incisión de esta morfología.

Quebrada Cachiyuyo

Se observa un diagrama más simple que el de las quebradas anteriores (Figura 4.23 D). Las características más importantes corresponden a un *pick* máximo a los 1100m que corresponde al área que cubre la superficie **D1** en el área y la altura de las sierras de orientación N-S que se desarrollan al este de la quebrada Cachiyuyo.

Los *picks* mínimos a los 1000 y 1400 m.s.n.m, aproximadamente, corresponden a la incisión de las sierras descritas antes, y al limite entre la depresión de Domeyko y la Cordillera Principal, respectivamente.

4.3.4 Perfiles de Talweg

4.3.4.1 Introducción

Se construyeron perfiles de talweg de algunas quebradas del sistema de la red de drenaje de la quebrada Chañaral. Con el objetivo de interpretar las anomalías que presentan estos perfiles, y relacionarlas con el contexto geológico en que se desenvuelven.

Estudios de los perfiles de ríos muestra que estos se pueden describir por medio de funciones exponenciales, potenciales y logarítmicas.

Una de las relaciones más utilizadas (Hack, 1957; Flint, 1974; Howard y Kerby, 1983; Tarboton et al., 1989; Snyder et al., 2000; Kirby y Whipple, 2001) corresponde a la siguiente expresión:

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

Donde S es la pendiente, A el área drenada, θ la *concauidad* y k_s corresponde al una constante que describe como varía la pendiente con el área. Esta relación se cumple generalmente cuando el perfil del río se encuentra en un estado de equilibrio (*Steady State*), donde la erosión y el alzamiento son iguales.

Esta simple ecuación permite establecer una aproximación, dado que las anomalías en los perfiles de talweg indican si existe un desequilibrio en el comportamiento del drenaje. Estas convexidades de la pendiente han sido interpretadas como el efecto de la tectónica sobre el drenaje (Whipple KX et. al., 2000; Whipple KX y Tucker GE. 1999;), pero también puede reflejar cambios litológicos en el lecho de los cauces, cambios en el nivel base de la red de drenaje, o confluencias de canales con jerarquía similar (i.e., aumento no-lineal del área de drenaje).

A continuación se detallan dos morfologías de talweg que se observan en la región de estudio, con el objetivo de relacionarlas con la evolución morfológica.

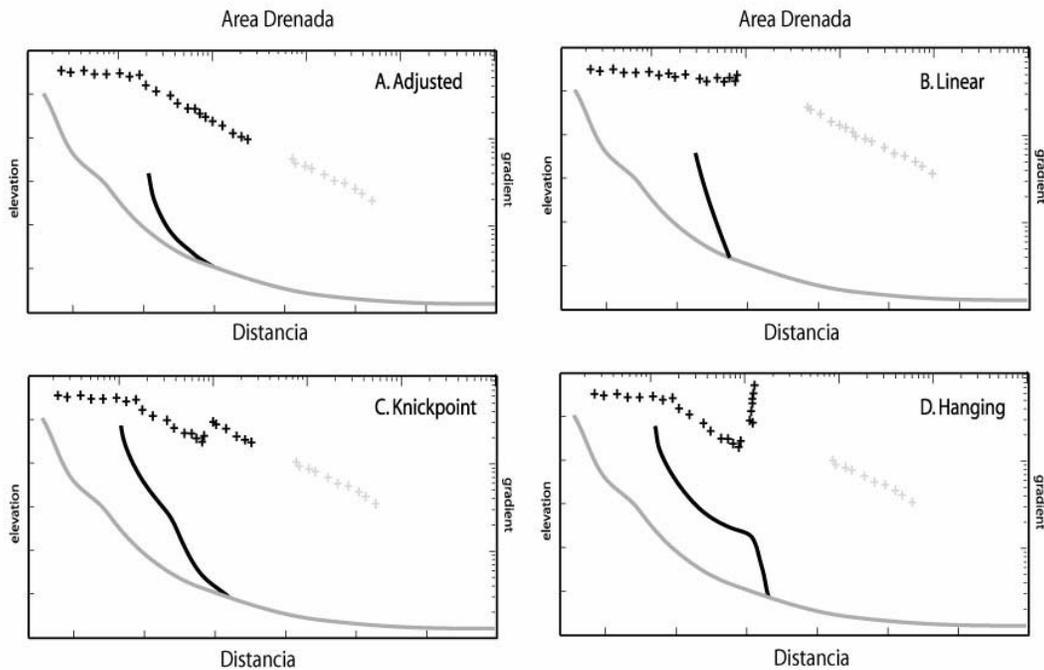


Figura 4.24: Modelo idealizado de perfiles de talweg. Se observan distintas morfologías de los perfiles de talweg y su relación con los parámetros área y pendiente. (Modificado de Wobus et. al., 2006).

4.3.4.2 Knickpoints en la región de estudio

Se observan convexidades interpretadas como knickpoints que se alinean de manera NS (Figura 4.25). Estos se encuentran en un cambio de relieve, que limita los abanicos en el oeste, pero también se relacionan con confluencias de drenajes de ordenes similares (Figura 4.19).

No se observan knickpoints en la zona del Sistema de Falla de Atacama, así mismo para el sistema Agua de los Burros (quebrada Algarrobal), mostrando que dichos sistemas no se encuentran activos, ó que desde la última actividad importante de las fallas no han existido movimiento importantes, respecto a la adaptación hidráulica del sistema.

Hacia la cabecera de la quebrada Algarrobal se observa el desarrollo de una convexidad que se correlaciona con un cambio litológico; hacia el este afloran rocas intrusivas (Figura 3.2) que, por su mayor resistencia a meteorización, retarda el avance de la

erosión retrograda permitiendo la preservación de una morfología de talweg más antigua. Este mismo nivel se observa en algunos tributarios de la quebrada Algarrobal, y coinciden con el afloramiento del mismo cuerpo intrusivo (Figura 4.26 perfiles 2y 4).

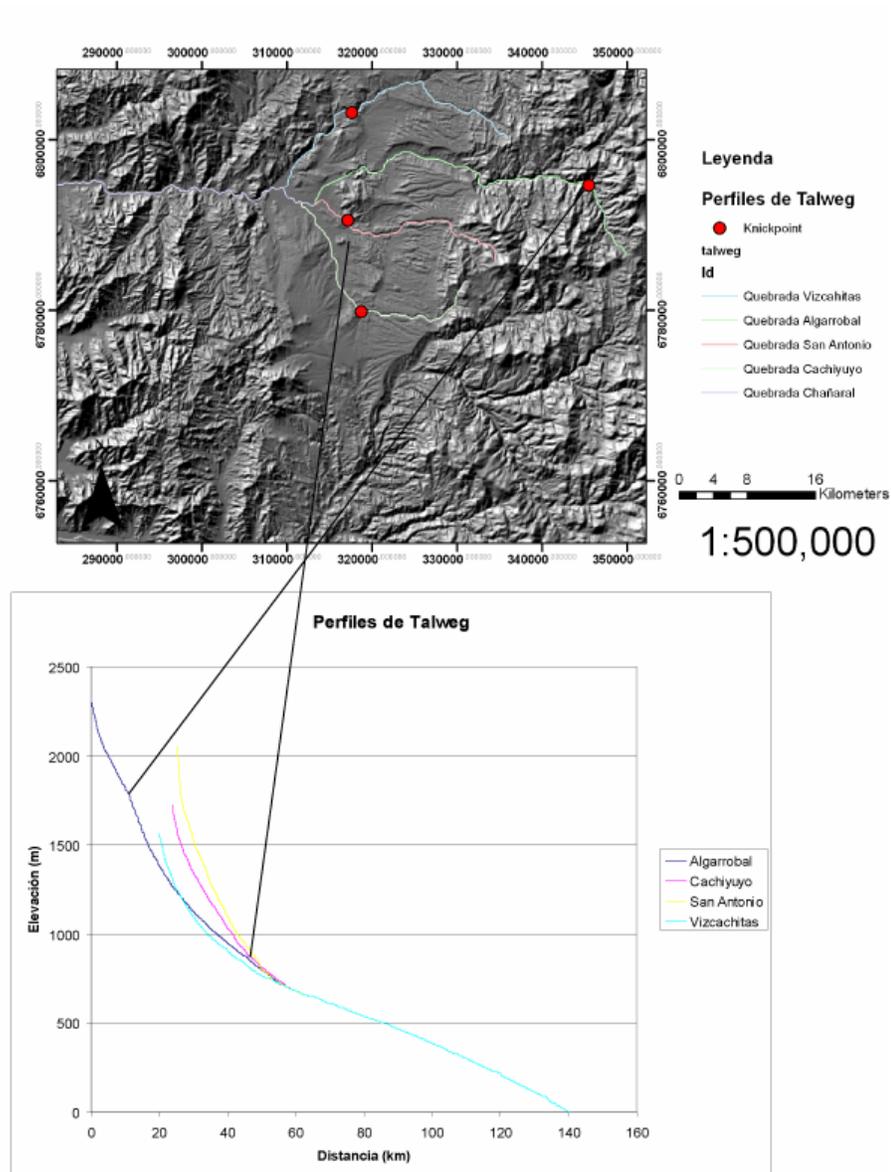


Figura 4.25: Perfiles de talweg.

Se observan los perfiles de talweg y su ubicación en el mapa. Notar la ubicación de los knickpoints. El perfil convexo, en la confluencia, corresponde a la quebrada Chañaral.

La quebrada Chañaral, de mayor jerarquía (orden 7), presenta una forma convexa (Figura 4.25), distinto a sus quebradas tributarias. La razón de dicha morfología puede corresponder al hecho que esta cuenca posee su zona de recarga en la Cordillera Principal en un área reducida (Figura 4.19). Ello significa que su caudal no aumenta con el área drenada, por lo tanto la morfología del talweg no se encuentra modelada por la relación X.1. Morfologías similares se han observada hacia el norte en el valle del río Salitrosa, las cuales fueron interpretadas como el resultado de un talweg no ajustado al nuevo nivel base producto de un alzamiento tectónico (Riquelme et. al., 2003).

4.3.4.4 Valles Colgados (Hanging Valleys)

En algunas cordilleras se han observado redes de drenaje que se encuentran separadas del drenaje principal por caídas de agua (cascadas) de alta pendiente, lo que se ha descrito como una red colgada.

En la quebrada Algarrobal (Figura 4.26), se observa que los tributarios con una menor área drenada corresponden a los que presentan una desembocadura con mayor pendiente (figura 4.2) preservando la morfología de la red antigua. Para el caso de los tributarios con una mayor área, estos, si bien, se encuentran “colgados a la quebrada principal”, no preservan la red antigua, lo que indica que el proceso de ajuste es más rápido.

Las condiciones climáticas del área son semiáridas a áridas y las precipitaciones se encuentran controladas por la altura (DGA, 2004). Las cabeceras de la quebrada Algarrobal y las Breas no se encuentran desarrollada en las zonas más altas de la región de estudio, o sea, donde llueve más, por lo que sus disponibilidad de agua es bastante reducida (Capítulo 2). Por lo que las condiciones hídricas de la cuenca favorecen el desarrollo de esta morfologías, al encontrarse reducido el poder erosivo de los drenajes, lo que retarda el ajuste de la antigua red al nuevo nivel base.

Valles Colgados en Quebrada Algarrobal

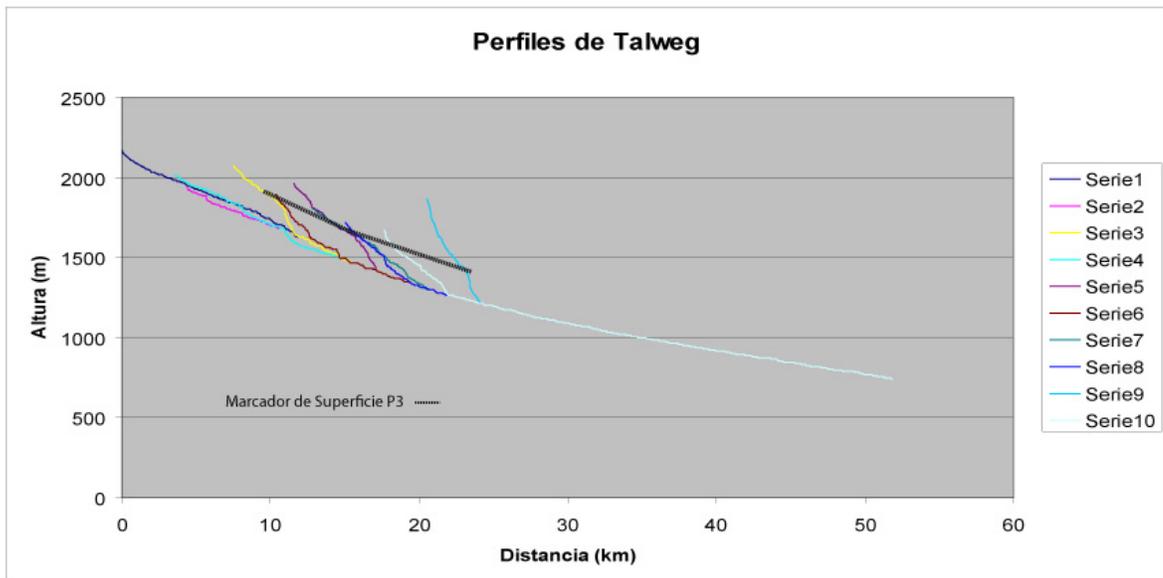
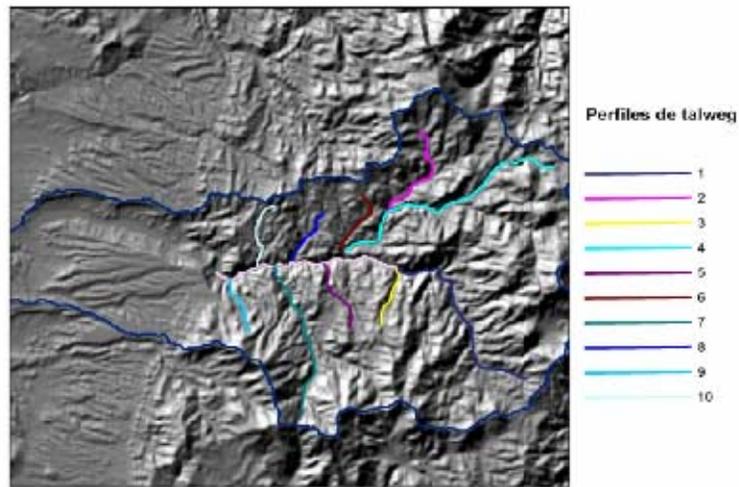


Figura 4.26 Valles Colgados en la quebrada Algarrobal.

La línea recta de color negro representa el marcador de la incisión, se utilizaron los perfiles 3, 5 y 9, que corresponden a las quebradas con menor área drenada (Wobus et. al., 2006), y por lo tanto donde mejor se conserva la paleored. Se puede observar como los perfiles de talweg para quebradas con mayor área drenada (8, 7, 6 y 3) este marcador se encuentra mas erosionado. El marcador muestra una incisión aproximada de 250 a 300 m y corresponde a la Superficie P3.

Los tributarios a la quebrada Algarrobal que poseen una menor jerarquía (menor área denada) se relacionan a la superficie **P3**, por lo tanto, ésta superficie constituye un marcador, se utilizó para estimar la última incisión en la Cordillera Principal (Figura 4.26). Como la superficie P3 constituye un antiguo nivel base con las superficies **D1** y **C3**, se utilizaron estas morfologías para estimar valores de incisión en la Depresión de Domeyko y la Cordillera de la Costa, estos son 200 y 160 m, respectivamente.

Esta morfología también se observa en las quebradas Las Breas y Pelicano, incluso es extensible hasta la quebrada Los Choros, lo que indica la lenta respuesta a los cambios de nivel base corresponden a una condición regional en para la hoya hidrográfica de la quebrada.

5 Discusiones

Por medio del reconocimiento de los distintos niveles de superficies de bajo relieve, se establecieron cuatro etapas en la evolución del relieve. Lamentablemente se carece de dataciones que permitan conocer la edad de estas unidades, por lo que se establecen las distintas posibilidades sobre su evolución cronológica de acuerdo a su relación con la geología y los eventos tectónicos regionales. Por otro lado, la falta de información y las limitantes propias de la geología del área, no permitieron establecer las edades de los eventos de deformación que se observan en la región. Solamente se tiene el antecedente de que son anteriores a la superficie **P3-D1-C3**, que marca el fin del depósito de las Gravas de Domeyko (Sección 4.2).

5.1 Eventos de Deformación

En la región de estudio, la Formación Cerrillos se encuentra deformada por pliegues y fallas que se asocian al sistema estructural Agua de los Burros (Sección 2.4.3 y 3.3). Su morfología muestra un escarpe bastante degradado, particularmente en las zonas donde inciden las quebradas de mayor jerarquía que actúan como exutorios de las redes que se desarrollan en la Cordillera Principal. Si se compara con el frente cordillerano la zona central de Chile (Falla Pocuro- San Ramón, 33° - 34° S) este último se encuentra mucho mejor preservado y tiene una edad cercana a los 10 Ma. Si se considera que la tasa actual de precipitación en la Depresión de Domeyko es menor a los 100 mm/año (DGA, 2004), mientras en la zona de Chile Central es cercana a los 350 mm/año, se puede establecer que el escarpe del sistema Agua de los Burros es mas antiguo que el de la falla San Ramón - Pocuro.

Se ha planteado que el evento de compresión Eoceno- Oligoceno, denominado Fase Incaica, alcanzó esta zona (Moscoso et. al., 1979; Emparan y Pineda, 2006, Charrier et. al., 2007). Una de las evidencias para aceptar esta hipótesis corresponde a la constitución del relieve Incaico. Esta se compone de rocas de edades similares a la

Formación Cerrillos (Cretácico Superior) y a intrusivos (Paleocenos) que se observan en el área (Figura 3.2, Figura 5.1).

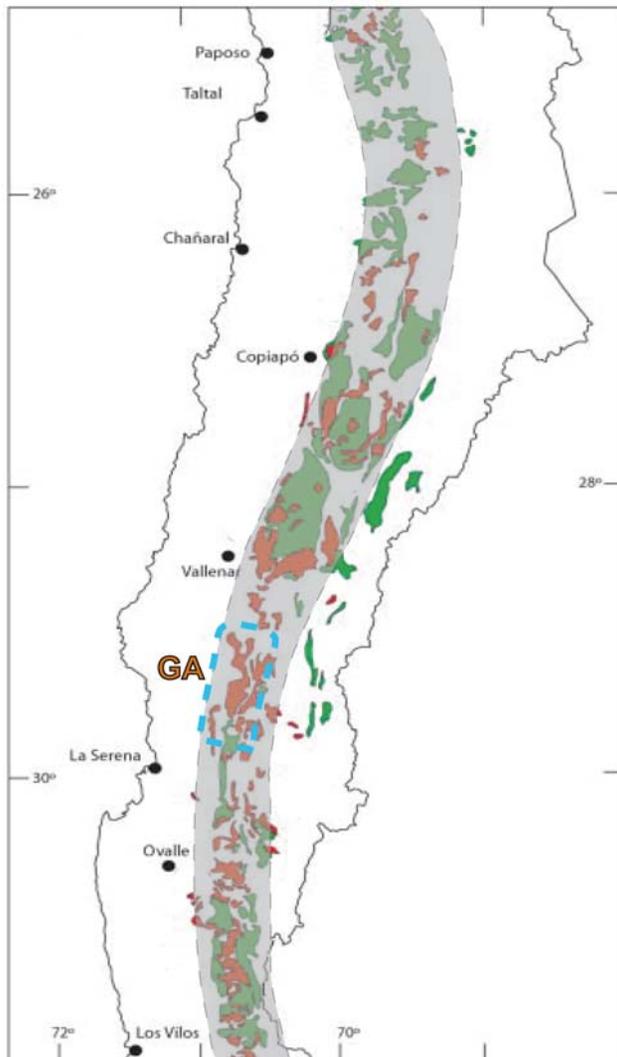


Figura 5.1: Relieve Incaico.

Se observa el afloramiento de unidades del Cretácico Superior y el Paleoceno, que indican tentativamente la distribución del relieve Incaico. (Modificado de Charrier et. al., 2007)

Al este de la región estudiada, se observa la traza de la falla Vicuña, que constituye un escarpe bien preservado. Este sistema se ha planteado que actuó durante la fase Incaica (Emparan y Pineda, 2006) y posiblemente durante la fase Quechua.

En la Cordillera de la Costa se observa la traza del sistema de fallas de Atacama. Al norte de la región de estudio en el valle del río Salado (26° S) Riquelme et. al. (2003) plantea que este sistema controló el evento de agradación registrado en las Gravas de Atacama, por medio de un alzamiento de alrededor de 200m del sector occidental de la Cordillera de la Costa que obstaculizó el curso de los drenajes. En la región estudiada, el antecedente más claro de que existe alzamiento en la Cordillera de la Costa, es el afloramiento de depósitos marinos en la zona de Carrizalillo (Moscoso et. al., 1982), ya que su elevación no puede ser explicada por variaciones en el nivel eustático (Gómez, 2003, Le Roux et. al., 2004) y evidencia alzamientos post Mioceno, de acuerdo a la edad de estos depósitos. A los 19° S, Dunai et. al. (2005) y Farías et. al. (2005) plantean una edad de 26 Ma para el alzamiento de la Cordillera de la Costa, mientras que en los 26° S, Riquelme et. al., (2003) establece una edad similar para la actividad tectónica del sistema de falla de Atacama

5.2 Denudación

La interpretación y correlaciones de las superficies de bajo relieve entregan antecedentes relevantes para establecer un modelo evolutivo del relieve.

Las superficies de bajo relieve más elevadas que se observan en la Cordillera Principal y en la Cordillera de la Costa (**C1** y **P1**) constituyen marcadores de un evento de erosión. Al no tener la edad en que se desarrollaron estas superficies, sus relaciones con las estructuras en la región de estudio no es clara, es probable que hayan sido afectadas por la actividad tectónica de los sistemas de falla Agua de los Burros y Atacama. En este sentido existen dos posibles episodios que marcarían el alzamiento de estas superficies, la Fase Incaica (Eoceno- Oligoceno) y la Fase Quechua (Mioceno).

Si se considera que la superficie **P1** corresponde a la superficie Deidad (Bisssig, et. al., 2002,), el desarrollo de esta morfología se encontraría asociado a la Fase Quechua (23 – 16 Ma). De ser así, el evento de erosión que desarrollo las superficies de bajo relieve correspondería a la denudación del relieve Incaico durante el Oligoceno – Mioceno inferior.

La superficie **C1** puede corresponder al mismo evento de denudación que **P1**, o ser más antiguo. Si se considera que el alzamiento de la Cordillera de la Costa fue alrededor de los 26 Ma (Dunai et. al., 2005; Farías et. al., 2005), este evento puede establecer la edad de la incisión de ésta superficie.

Las superficies **C2** y **P2** marcan un cambio de nivel base, que puede haber sido regional o local, que generó la erosión de las superficies **C1** y **P1**. En la Cordillera de la Costa la superficie **C2** tiene una perfecta correlación con el escarpe de la falla de Atacama. Posiblemente constituyó un pedimento producto del retroceso del escarpe de este sistema hacia el oeste. La superficie **P2** marcaría un cambio en el nivel base producto del alzamiento relativo de la Cordillera Principal. La edad en que se desarrollaron estas morfologías estaría acotada al Mioceno Inferior- Mioceno Medio, si se considera la incisión de **C1** y **P1** como producto de la fase Quechua.

5.3 Origen de la Depresión de Domeyko

Se plantean tres posibles mecanismos que explican el desarrollo de la depresión de Domeyko.

1- La existencia de la depresión se encuentra controlada por un basculamiento hacia el este de la Cordillera de la Costa, que se relacionaría con los manteos en el mismo sentido de las unidades Mesozoicas que afloran en el área. Si se establece como un mismo marcador a la superficie **C1** con la superficie **C2** y los cordones montañosos que componen la depresión de Domeyko, es posible estimar el máximo basculamiento (Figura 5.2). La importancia de este mecanismo, es que permite explicar una inversión de los drenajes, los cuales confluían hacia el este y el desarrollo de la superficie **D4**. Esto establecería patrones de drenaje lateral, al existir menos exutorios, que excavarían la depresión.

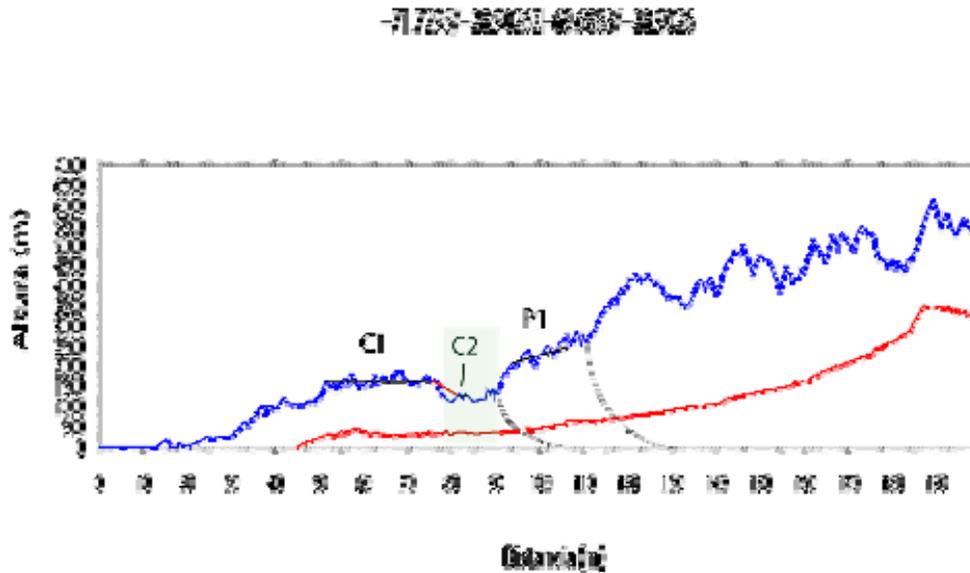


Figura 5.2: Basculamiento.

Se calculó con una banda de 80 km, en el recuadro verde se identifica la depresión de Domeyko. El segmento rojo representa el máximo basculamiento que habría controlado el alzamiento de la Cordillera de la Costa, este corresponde a 3.4° .

2.- Farías et.al. (2008), en la Zona Central de Chile (33° S), plantea un modelo de erosión diferencial para el desarrollo de la Depresión Central. (Figura 5.3)

Este es gatillado, a grandes rasgos, por la exhumación de franjas intrusivas en la Cordillera de la Costa, que retardan la migración de knickpoints, generando pocos exutorios hacia el océano. Esto produce una lateralización de los drenajes y excavación de la depresión central.

Este modelo es aplicable en la génesis de la depresión de Domeyko. Las relaciones geológicas muestran que la composición del sustrato de la depresión consiste de rocas de origen volcánico (andesítico basáltico) y calcáreo (margas y calcoarenitas). Mientras la composición de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal es mayoritariamente intrusiva (Figura 3.2). Además, existen pocos exutorios hacia el océano.

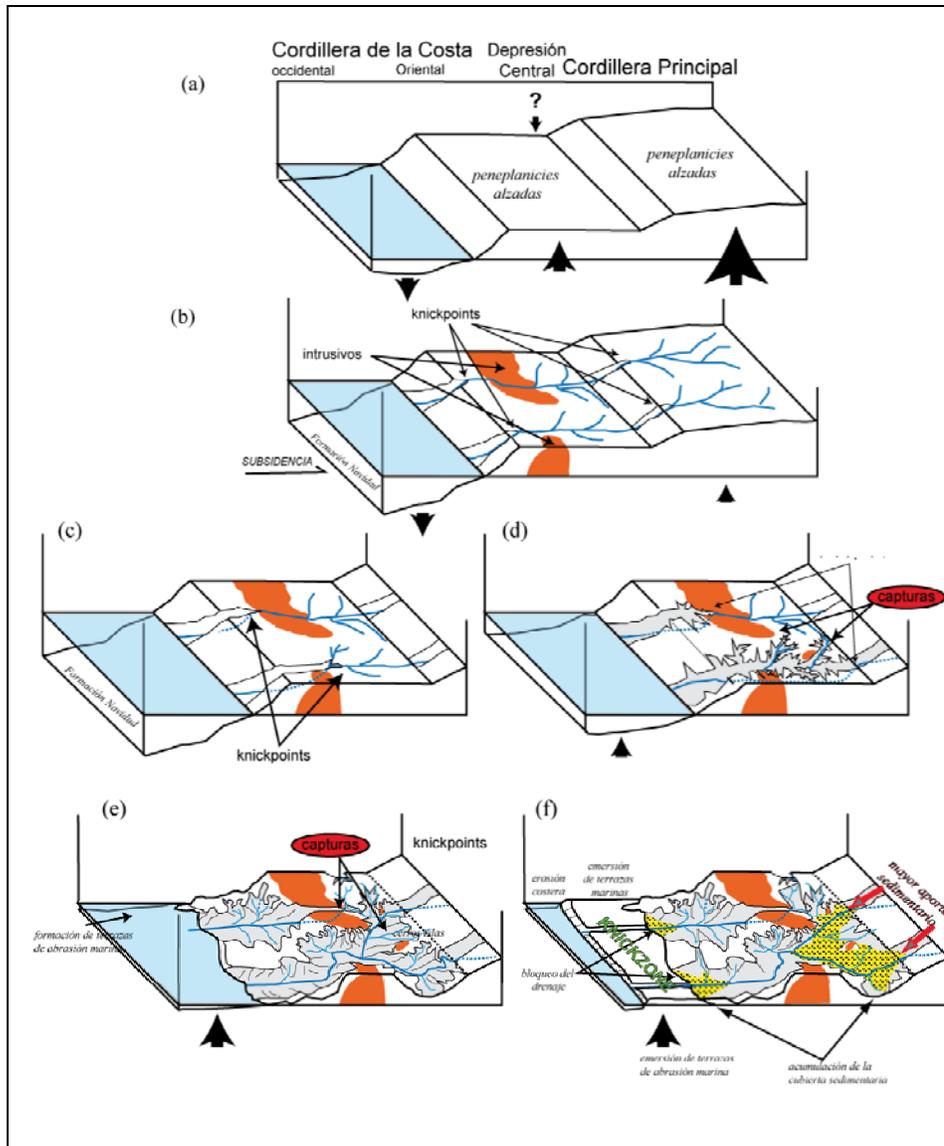


Figura 5.3 Modelo de desarrollo de la Depresión de Central entre los 33° - 35° S (Farías et. al., 2008). (continua en la siguiente página)

Alzamiento regional de superficie. (b) Respuesta de los drenajes, con un retroceso de knickpoints. (c) Retención del knickpoint en su contacto con los afloramientos de cuerpos graníticos Mientras los que inciden litologías menos resistentes logran migrar (d).Inicio de capturas por parte de los canales que lograron avanzar hacia el este . (e) Captura del río principal y abandono de la red con su knickpoint retenido por los cuerpos graníticos. (f) Alzamiento del borde costero que permite la acumulación sedimentaria. Se relaciona con un incremento de material erodado en la Cordillera Principal.

3.- El alzamiento relativo de la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa, producto de la actividad de los sistemas estructurales Agua de los Burros y Atacama. En este caso la superficie de erosión **D4**(Discordancia) se puede correlacionar con la superficie P1 o P2, La correlación con superficies desarrolladas en la Cordillera de la Costa es compleja, debido a que la falla de Atacama no se observa en contacto con **D4**.

Los mecanismos expuestos anteriormente no son excluyentes, corresponden a modelos extremos que perfectamente pueden haber actuado de manera conjunta en la conformación de la Depresión de Domeyko

Las cronologías de estos eventos se pueden establecer en la fase Quechua, entre los 23 y 16 Ma, estableciendo que las superficies más altas, **C1 y P1**, se interpretan como la erosión del relieve Incaico. Otra opción, es considerar que se desarrollo en el evento Incaico, pero eso se contrarrestaría con la edad establecida para el alzamiento de la Cordillera de la Costa.

5.4 Depósito de las Gravas de Domeyko y Pedimentación en Cordillera Principal.

El análisis de facies de las Gravas de Domeyko muestra que estas corresponden a abanicos aluviales, desarrollados en el piedemonte de la Cordillera Principal, en un clima árido a semiárido (Sección 3.2). Sus relaciones estratigráficas no se encuentran preservadas por lo que no se puede establecer si el depósito es sintectónico o post tectónico. Mientras se depositaban las Gravas de Domeyko, en la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal se desarrollaron superficies de erosión (**C3 y P3**, respectivamente).

El desarrollo de la superficie **P3** puede ser explicado como el resultado de una onda de erosión retrograda, que respondió al alzamiento relativo de la Cordillera Principal. El material erosionado en dicho proceso fue transportado hacia el oeste, produciendo el depósito de las Gravas de Domeyko. Por otro lado, las condiciones climáticas tienen que haber estado en un punto crítico para el desarrollo del marcador

D1-P3 (Figura 4.17). Esto se explica, porque, ante una abundante disponibilidad de agua, el material puede ser transportado hasta el océano, pero si la cantidad de agua es mínima, es la meteorización y erosión del terreno alzado será reducida, lo que se traduce en un menor volumen de sedimentos para explicar el depósito en la depresión.

En la región de estudio, las precipitaciones actuales se encuentran controladas por la altura. Este mecanismo puede explicar el desarrollo de las superficies de erosión en los terrenos alzados, mientras en la depresión, con una menor cantidad de lluvias, el material erodado se deposita. Algunos estudios han documentado una disminución de las precipitaciones alrededor de los 14 Ma en los 23° S (Alpers and Birmhall, 1989). Posiblemente, éste cambio climático, estableció el desarrollo de la precipitación orográfica, lo que gatillo una erosión concentrada en las zonas elevadas (**P3** y **C3**), pero sin la suficiente agua para transportar el material hasta el océano. Por otro lado, capturas de la antigua red de drenaje pueden haber contribuido a una menor zona de recarga, lo que habría ayudado a que el material no fuera evacuado generando el depósito. Cabe mencionar, que esta situación, puede establecer el efecto contrario, abortando el desarrollo de la erosión, por ende del depósito, al disminuir en demasía la disponibilidad de agua.

Otro mecanismo (no excluyente) para explicar el depósito de las Gravas de Domeyko, es el desarrollo de un obstáculo (Cordillera de la Costa) al transporte de material hacia el océano. En la región de estudio, se plantean dos modelos que explicarían el alzamiento de la Cordillera de la Costa durante el depósito de las gravas:

1.- Alzamiento tectónico acomodado por el sistema de falla de Atacama. Este mecanismo ha sido planteado por Riquelme et. al. (2003, 2007) para explicar el depósito de las Gravas de Atacama en los 26° S.

2.- Basculamiento (Figura 5.2).

No se tienen dataciones que permitan establecer la edad del marcador **P3-D1-C3**, pero correlacionando esta superficie, con la definida en el valle del río Salado (Riquelme et. al, 2003,2007; Nalpas et. al., 2007), la edad para el evento de sedimentación-depósito sería de 10 Ma (Tabla 2.1).

Estos pedimentos y glaciares de depósito se encuentran actualmente incididos por un nuevo evento de alzamiento en el antearco de esta latitud.

5.5 Incisión y desarrollo actual de los drenajes.

El último evento reconocible en la zona corresponde a la incisión del relieve. Este puede estar relacionado a variaciones eustáticas del nivel del mar, a un alzamiento tectónico, o a la reanudación de los drenajes hacia la costa.

La migración de una onda de erosión retrograda, producto del cambio de nivel base, se observa en ciertos sectores, principalmente en los tributarios con una menor área drenada en la Cordillera Principal, estas redes de drenaje constituyen valles colgados, que se relacionan con la degradación de la superficie **P3**. Por medio de este marcador, es posible cuantificar la incisión. En la quebrada Algarrobal se observan distintos valores: En la Cordillera Principal su valor alcanza los 300 m, en la depresión de Domeyko es de 200 m, considerando la superficie **D1** como el antiguo nivel base, y en la Cordillera de la Costa, en la quebrada Puquios, su valor es de 160 m en la superficie **C3**.

La máxima caída del nivel del mar durante el Neógeno corresponde a 250 m (Hardenbolt et. al., 1997), por lo que la máxima incisión medida en la quebrada Algarrobal, no pudo ser explicada por este evento.

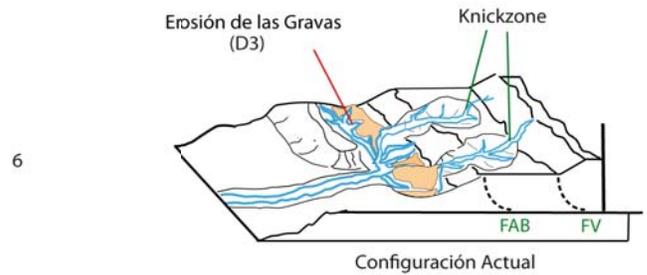
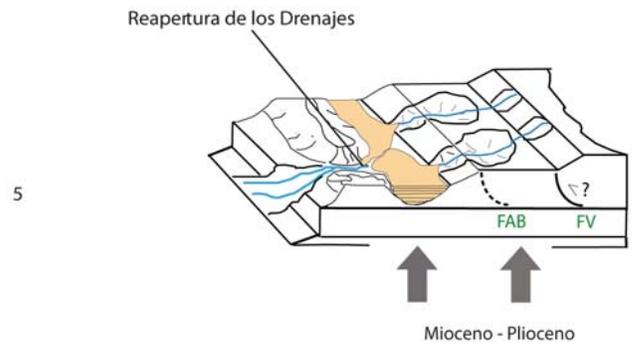
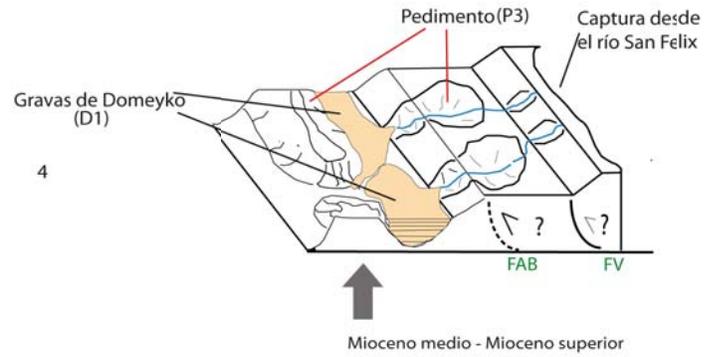
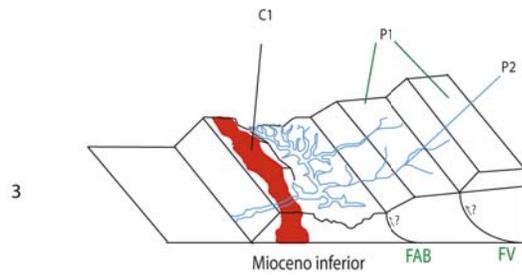
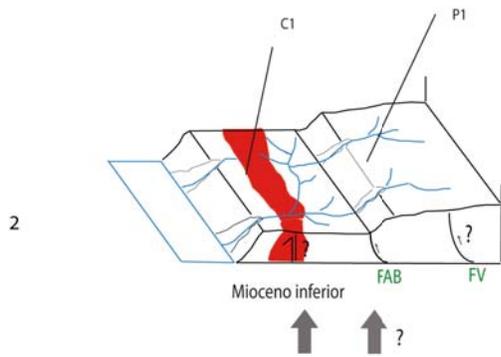
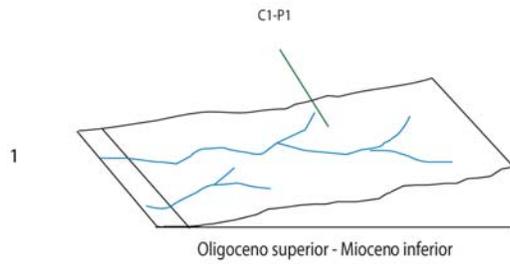
Un alzamiento tectónico, atribuido al basculamiento del antearco, ha sido estimado en la zona del valle el Salado (26° S) y en la latitud de Iquique (21° S) (Riquelme et. al., 2003, 2007; Farías et.al, 2003), siendo el factor que permite explicar la incisión que se observa en esas latitudes.

La última alternativa, considera que los drenajes bloqueados, producto del alzamiento de la Cordillera de la Costa, logran conectarse con el océano, produciendo una caída del nivel base que conduce a la incisión de las superficies **C3-D1-P3**.

La respuesta de la red de drenaje al nuevo nivel base se encuentra en un estado transitorio. La existencia de knickpoints y valles colgados, indica que el ajuste de la red se ha retardado. Las condiciones de aridez en que se desarrolla la hoya hidrográfica de la quebrada Algarrobal contribuyen a que la respuesta al cambio de nivel base sea lenta. Al parecer, procesos de captura a la red de drenaje de la quebrada Algarrobal desde el este (desarrollo del río San Félix), generaron que solo una pequeña porción de su cabecera alcance la zona de recarga.

Los datos hipsométricos indican que este relieve se encuentra en un estado maduro, o sea, en degradación. Esto se puede relacionar con los procesos difusivos que controlan el desarrollo de la erosión.

5.6 Modelo de evolución morfológica.



Se describe el modelo de evolución morfológica para la depresión de Domeyko.

1.-Desarrollo de una superficie de bajo relieve que corresponde a la denudación del relieve Incaico (Oligoceno Mioceno).

2.- Un alzamiento del antearco provoco la exhumación de franjas intrusivas con mayor resistencia a la erosión (mecanismos posibles: alzamiento regional, actividad de la Falla de Atacama o basculamiento de la Cordillera de la Costa). Esto generó un reordenamiento de los drenajes caracterizado por una menor cantidad de exutorios que conectan al océano. Posiblemente, se inicio el desarrollo de la actividad tectónica en los sistemas Agua de los Burros (FAB) y Vicuña (FV).

3.- Los canales que atraviesan la franja intrusiva y se conectan con el océano comienzan a capturar redes de drenaje de los sistemas que ya nos son evacuados. Esto produce una excavación. Posiblemente se mantiene la actividad tectónica de los sistemas FAB y FB.

4.- El cambio de las condiciones hídricas en la hoya hidrográfica (Desarrollo de Precipitación orográfica y captura desde el río San Félix) y un alzamiento de la Cordillera de la Costa, genera el depósito de las Gravas de Domeyko. Esto marca un nuevo nivel base para la pedimentación en la Cordillera Principal y Cordillera de la Costa.

5.- Inicio de un nuevo pulso de alzamiento que genera una nueva etapa de incisión. Se relacionaría a un basculamiento del antearco y a la conexión de los drenajes con el océano (Riquelme et.al, 2003,2007; Farías et.al., 2003).

6.- Configuración actual. El paisaje se encuentra en una etapa de ajuste a un nuevo nivel base con el desarrollo de algunos valles colgados y zonas de knickpoints.

7. Conclusiones

Las superficies de bajo relieve, que se observan en las alturas máximas de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, demuestran la existencia de un alzamiento regional de origen tectónico. El evento que probablemente generó este alzamiento se relaciona con la actividad de la Falla Agua de los Burros y Vicuña durante la fase Quechua. De ser válida esta hipótesis, estas superficies corresponderían a la denudación del relieve Incaico.

El desarrollo de la Depresión de Domeyko (Posiblemente Mioceno Inferior) puede ser explicado con un modelo de erosión diferencial y alzamiento relativo de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. La exhumación de la franja intrusiva que compone la Cordillera de la Costa, permitió un reordenamiento del drenaje con procesos de capturas laterales que excavaron el sustrato rocoso. Este evento puede ser explicado por un alzamiento diferencial, un alzamiento regional o un basculamiento de la Cordillera de la Costa hacia el este; mientras, en la Cordillera Principal, se desarrolló actividad tectónica en las fallas Agua de los Burros y Vicuña.

El techo de los depósitos Gravas de Domeyko sellan la actividad del sistema estructural Agua de los Burros. No se pudo determinar si el depósito se encuentra asociado a actividad tectónica, por lo que el cambio climático del Mioceno Medio y un bloqueo a los drenajes parece explicar su desarrollo. La reorganización de las redes de drenaje en las zonas de recarga y/ o a una aridificación del Clima establecieron nuevas condiciones hídricas para la hoy, lo que evito que los drenajes lograran evacuar el material hacia el océano. Mientras, un nuevo alzamiento de la Cordillera de la Costa, ayudo al bloqueo de los drenajes. El posterior relleno de la depresión estabilizó el nivel base, gatillando un proceso de pedimentación en la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal.

La incisión actual se encuentra relacionada con un nuevo alzamiento, posiblemente relacionado al basculamiento del antearco post 10 Ma descrito en el norte de Chile y/o a una apertura de los drenajes hacia el océano. La incisión medida utilizando como marcadores las redes colgadas entregan un máximo de 300m para la

quebrada Algarrobal. El proceso de erosión retrógrada (migración de los knickpoints) se encuentra en proceso en los drenajes de menor jerarquía en la Cordillera Principal, constituyendo redes colgadas asociadas a la pedimentación anterior (Superficie P3).

8. Referencias

Abad, E. 1976. Geología de la Precordillera al noreste de Vallenar, entre latitudes 28° y 28°30'S, provincia de Atacama. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 213p. Santiago.

Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R., and Vicente, J.C. 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 15(1/2), 11–72.

Aguirre, L., and Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, escala 1:50.000, Carta no. 15.

Alpers, C.N., and Brimhall, G.H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile; evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100:1640–56

Almonacid, A. 2007. *Geología de la zona de alteración hidrotermal de Domeyko y del Yacimiento de cobre Dos amigos, Región de Atacama, Chile*. Memoria de Título y Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Antonioletti, R. 1972. Los climas del Norte Chico. In Antonioletti, R., Schneider, H., Borcosque, J. L. Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° latitud sur). *Inst. Invest. Rec. Nat. (IREN)*, p. 1-19. Santiago.

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

Arévalo, C. 2005a. Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, No. 91.

Arévalo, C. 2005b. Carta Los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, No. 92.

Barazangi, M., and Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686–692.

Biese, W. 1942. La distribución del Cretácico Inferior al sur de Copiapó. *In Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, No. 1, Anales, Geología, Primera parte, Vol. 2, p. 427-466*

Bissig T., Clark A., James K.W., Lee C., Hodgson J. 2002. Miocene Landscape Evolution and Geomorphologic Controls on Epithermal Processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile and Argentina *Economic Geology*; v. 97; no. 5; p. 971-996.

Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64, 450–489.

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

Budel, J. 1963. Klima- genetische geomorphologie, *Geogr. Rundsch* , 7: 269.

Burbank, D. Anderson, R., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Massachusetts, 273 pp.

Charrier. R., Pinto, L., and Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Origen in Chile. Chapter 3. *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 21-114.

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

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

Conn, H. 1974. *Geología de la Hoja Chacritas, provincia de Atacama Chile*. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 90 p. Santiago.

Cornejo, P. & Mpodozis, A. C. 1996. *Geología de la región de Sierra Exploradora (25°–26°S)*. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Registered Report **IR-96-09**.

DGA. 2004. Modelo de simulación quebrada Los Choros. Evaluación de los recursos hídricos en la quebrada Los Choros, IV Región de Coquimbo. Informe Técnico, departamento de estudio y planificación de los recursos hídricos.

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

Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

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

Farrar, E., Clark, A., Haynes, J., Quirt, G., Conn, H., and Zentilli, M. 1970. K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 10, 60–66.

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

Gómez, C. A. 2003. *Cambios relativos del nivel del mar, durante el Cenozoico Tardío, en la zona de Carrizalillo, III Región, Chile*. Memoria de Título y Magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Gregory-Wodzicki, K. 2000. Uplift history of the central and northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7), 1091–1105.

Hack, J.T. 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia Maryland. U.S. Geol.Surv. Prof. Pap. 294–B:97

Hardley. R. F. 1967. Pediments and pediment forming process. *Journal of Geological Education*, 15: 83- 89.

Hartley, A.J., and Chong, G. 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. *Geology* 30:43–46

Hartley, A. J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J. & Jolley, E. J. 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28,331–334.

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.D., and Kerby, G. 1983. Channel changes in badlands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 739-752.

Hurtrez J.-E., Sol, C., F. Lucazeau. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal). *Earth Surface Process and Landform*. Volume 24, Issue 9, Pág. 799 – 808.

Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211–3231.

Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pangaro, F., Copelan, P., Kelley, S., Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increases convergence rate: a Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20, 308–324.

Kay, S. M. & Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**, 39–57.

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

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L. & Dewey, J. 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In: BURG, J. &

Le Roux, J.P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., Buchbinder, B., Frassienetti, D., Marquardt, C., Gregory-Wodzickih, K.M., and Lavenu, A. 2005. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences* 19 P. 83–98

Maksaev, V. & Zentilli, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology, Special Issue on Latin American Mineral Deposits*, **8**, 65–89.

Marshik, R. & Fontboté, L. 2001b. The Punta del Cobre Formation, Punta del Cobre Candelaria area, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(4), 401–433.

Marquardt, C., Lavenu, A., Ortilieb, L., Godoy, E. & Comte, D. 2004. Coastal Neotectonics in Southern Central Andes: Uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics*, **394**, 193–219.

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

Molnar, P. and England, P., 1990. Late Cenozoic Uplift of Mountain-Ranges and Global Climate Change - Chicken or Egg. *Nature*, 346(6279): 29-34

Montgomery, D. R., Balco, G. & WilleT, S. D. 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, **29**, 579–582.

Mortimer, C. 1973. Área Pan de Azúcar, Región de Atacama. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society, London*, **129**, 505–526.

Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Geol. Soc. Lond., J.*, Vol. 129, Part 5, p. 505-526.

Moscoso, R. 1977. Avance geológico de las hojas Vallenar – La Serena, escala 1: 250.000. *Inst. Invest. Geol. (inérito)*, 39p. Santiago.

Moscoso, R. 1979. Geología de una franja transversal a la Cordillera de la Costa y Cordillera de los Andes a la latitud de Domeyko (29°S), Región de Atacama. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 166p. Santiago.

Moscoso, R., and Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile, regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, Santiago, 15(2), 151–166.

Moscoso, R., Nasi, C., and Salinas, P. 1982a. *Geología de la Hoja Vallenar y parte Norte de la Hoja La Serena*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, **55**.

Mpodozis, C. & Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: ERICKSEN, G. E., CAÑAS, M. T. & REINEMUND, J. A. (eds) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas, Earth Science Series, **11**, 59–90.

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

Ohmori, H., 1993, Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, 8, 263 - 277

Paskoff, R. 1970. *Recherches Géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Biscaye Frères, Bordeaux.

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

Pineda, G., and Emparan, C. 2006. Geología del área Vicuña-Pichasca, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1.100.000.

Ramos, V. A., Cristallini, E. & Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**, 59–78.

Riquelme, R., Hérail, G.R., Martinod, J., Charrier, R., and Darrozes, J. 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). *Geomorphology* 86, 283–306.

Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., and 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.

Rodríguez, M. 2008. *Evolución de la erosión y del relieve del antearco de Chile Central (33 – 34° S) durante el neógeno mediante el análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología*. Tesis de Magister. Universidad de Chile

Segerstrom, K., and Parker, R. 1959. Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1, no. 2, 1:50.000.

Segerstrom, K. 1960. Cuadrángulo Quebrada Paipote, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 2, no. 1, 1:50.000.

Segerstrom, K., and Ruiz, C. 1962. Geología del Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1, no. 3, 1:50.000.

Sillitoe, R. H., Mortimer, C., and Clark, A. H. 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B, Applied Earth Sciences)*, 77, B166–B169.

Sillitoe, R. H. & McKee, E. H. 1996. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean Porphyry Copper Province. *Economic Geology*, **91**, 164–179.

Sklar, L. S., and Dietrich, W. E. 2004. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, *Water Resour. Res.*, 40.

Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E., and Merritts, D. J. 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino Triple Junction region, northern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112(8), 1250-1263.

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.

Steinmann, G. 1929. *Geologie von Peru*. Kart Winter, Heidelberg.

Stern, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, **31**, 161–208.

Strahler A. N., Hypsometric (area-altitud) analysis of erosional topography. *Geo Soc. Amer Bull* 63, 1117-1142.

Tarboton, D. G., Bras, R. L., and Rodriguez-Iturbe, I. 1989. Scaling and elevation in river networks, *Water Resour. Res.*, 25, 2037– 2051.

Wobus, C.W., Crosby, B.T., and Whipple, K. X. 2006b. Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution, *J. Geophys. Res.*, 111.

Willgoose, G. & Hancock, G., Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment, *Earth Surface Process and Landform*. Volume 23. Issue 7, Pag. 611 – 623.

Whipple KX, Snyder NP, Dollenmayer K. 2000. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology* 28: 835–838

Whipple KX, Tucker GE. 1999. Dynamics of the stream-power incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research* 104: 17 661–17 774.

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

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K. 2001. Trends, Rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292:686–93.