



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

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DE MEGA-REMOCIONES EN MASA
QUEBRADA DE AROMA
REGIÓN DE TARAPACÁ
19°50'S - 19°65'S; 69°18'W - 69°47'S

VICENTE LETELIER CARVAJAL

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PROFESOR GUÍA:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO FARÍAS THIERS
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE
MARZO 2013

Resumen

En el norte de Chile, a lo largo del flanco occidental del Altiplano, se encuentran depositadas una serie de mega-remociones en masa distribuidas en el interior de los valles transversales, desde la latitud de Arica hasta los Altos de Pica. De esta evidencia surge el interés por generar un mapeo detallado de dichas remociones, así como también por establecer la influencia de los factores condicionantes y gatillantes (tanto geológicos como geomorfológicos) que podrían haber contribuido en el desencadenamiento de las mismas. La zona de estudio se ubica entre el límite oriental de la Depresión Central y la Precordillera, al interior de la cuenca de la quebrada de Aroma (19°50'S - 19°65'S).

Las mega-remociones en masa de la zona de estudio, se dividen en 2 dominios: remociones de quebrada, ubicadas principalmente entre las flexuras Calacala y Aroma, y remociones frontales, ubicadas exclusivamente entre la flexura Soga y los Cerros de Sotoca. El primer dominio consta de 24 ejemplares mapeados, y se define porque sus remociones caen en dirección ~ N-S, hacia el fondo de las quebradas; el segundo, consta de 2 ejemplares mapeados, y se define porque los escarpes de sus remociones se ubican al este de los depósitos. En términos de la clasificación tradicional, se identificaron 19 deslizamientos rotacionales (*slumps*) de roca, 1 deslizamiento compuesto de roca y 6 avalanchas de roca.

El área y volumen total removidos consta de 76,15 km² y 8,37 km³ respectivamente. Las dos remociones mayores (las avalanchas de Chiapa y Sotoca), aportan con el 55,8% de dicho volumen. Estas dos remociones son de dimensiones comparables a los deslizamientos de Miñimiñi y Latagualla (región de Camiña), pero menores a los de Lluta (región de Belén). En términos morfométricos, las avalanchas de roca alcanzan en promedio dimensiones más grandes que el deslizamiento compuesto de roca, el que a su vez es mayor que el tamaño promedio de los *slumps* de roca.

Se reporta una posible evidencia de *ground water sapping* (GWS) en las quebradas de Aroma y Sotoca, y se proponen los contactos entre el Miembro Superior e Inferior de la Formación El Diablo, y entre las formaciones El Diablo y Altos de Pica, como los niveles semi permeables que habrían permitido el flujo de aguas subterráneas para generar la socavación. En la zona de estudio no se observa un vínculo genético claro entre la cabecera de los canales de erosión por GWS y las remociones en masa del sector oriental.

Con ciertas observaciones geomorfológicas y mediante la aplicación del modelo de incisión por *knickzone retreat* (se trabajó con el supuesto de que las remociones se desencadenaron solo posteriormente al paso de la onda erosiva), se estimó la edad máxima de las remociones del sector occidental en ~ 3 Ma (Plioceno tardío). La edad de las remociones del sector oriental no pudo ser acotada a través del mismo análisis, aunque se estima que son recientes.

Se sugiere un vínculo entre el mecanismo de erosión por GWS con el modelo de incisión por *knickzone retreat*, en el sentido de que los canales de erosión del GWS acompañarían la propagación de una “franja de *knickzones*”, irradiando lateralmente la incisión, y aportando en el ensanchamiento de las quebradas.

La influencia directa de las flexuras Soga, Aroma, Calacala, otras flexuras menores y del Anticlinal de Guasquiña sobre la calidad geotécnica de la roca in situ, si bien existe, se considera de carácter local, y se descarta como un factor condicionante en la generación de las remociones en masa de la zona de estudio.

Se avala la hipótesis de la sismicidad cortical como gatillante de las remociones, con $M_w > 6,3$ para *slumps*, $M_s > 6,5$ para avalanchas de roca. Considerando un rango de PGA entre 0,6 g y 1,2 g para generar las remociones, se propone que tal *input* sísmico pudo haber sido suministrado por cualquiera de las fallas asociadas a las flexuras, aunque con mayor probabilidad por las de Aroma y Calacala. De estas fallas, cada una por sí sola pudo haber desencadenado la totalidad de las remociones, destacándose la posibilidad de una contribución de ambas. Los sismos corticales no generarían remociones como las de la zona de estudio más allá de ~ 20 km de distancia epicentral.

TABLA DE CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2	OBJETIVOS	2
1.3	PLAN DE TRABAJO.....	2
1.3.1	Revisión bibliográfica.....	3
1.3.2	Trabajo de terreno.....	3
1.3.3	Trabajo de Gabinete.....	3
1.4	UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	4
2.	ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....	6
2.1	MARCO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL.....	6
2.1.1	Unidades morfoestructurales	6
2.1.2	Redes de drenaje.....	8
2.1.3	Incisión	8
2.1.4	Mega-remociones en masa	13
2.2	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	13
2.2.1	Litología	13
2.2.2	Estructuras	16
2.3	EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA	17
2.4	GEOLOGÍA LOCAL	18
2.4.1	Litología	18
2.4.2	Estructuras	21
2.5	GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	23
2.6	MARCO CLIMÁTICO	26
2.7	SISMICIDAD	26
2.8	ESTUDIOS SOBRE MEGA-REMOCIONES EN EL NORTE DE CHILE.....	27
2.8.1	Colapso de Lluta, región de Belén (Naranjo, 1997)	27
2.8.2	Deslizamiento de Tarapacá, región de Camiña (Darrozes <i>et al.</i> , 2007).....	27
2.8.3	Deslizamientos de Miñimini y Latagualla, región de Camiña (Pinto <i>et al.</i> , 2007, 2008)	28
2.8.4	Mega-remociones en masa, región de Camiña (Farías, 2012)	28
3.	METODOLOGÍA Y MARCO TEÓRICO	30
3.1	CLASIFICACIÓN DE REMOCIONES EN MASA	30
3.1.1	Caídas de roca.....	30
3.1.2	Deslizamientos rotacionales de roca (<i>slumps</i>).....	30
3.1.3	Deslizamientos traslacionales de roca	31
3.1.4	Deslizamientos compuestos de roca	31
3.1.5	Avalanchas de roca.....	31
3.2	CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DE LOS DEPÓSITOS.....	31
3.2.1	Nomenclatura	31
3.2.2	Dimensiones	33
3.3	PROCEDIMIENTO PARA EL MAPEO Y EL CÁLCULO DE VOLÚMENES	36

4.	LEVANTAMIENTO GEOMORFOLÓGICO	38
4.1	DEFINICIÓN DE ZONAS Y MAPAS GEOMORFOLÓGICOS	38
4.2	DEPÓSITOS DE REMOCIONES EN MASA	42
4.2.1	Depósitos de remoción en masa por caídas de roca (Cr)	42
4.2.2	Depósitos de remociones en masa por deslizamientos rotacionales de roca (<i>Slumps</i>) (Dr).....	42
4.2.3	Depósitos de remociones en masa por deslizamientos compuestos de roca (Dcomp).....	44
4.2.4	Depósitos de remociones en masa por avalanchas de roca (Ar)	45
4.3	PLANICIES ALUVIALES Y DEPÓSITOS FLUVIALES INDIFERENCIADOS (PA)	47
4.4	ABANICOS ALUVIALES (AA).....	49
4.5	MANTO COLUVIAL (Mc).....	50
4.6	DEPÓSITOS COLUVIALES (Dc).....	51
4.7	DEPÓSITOS LACUSTRES (Dl)	53
4.8	TERRAZAS FLUVIO ALUVIALES (TFA).....	54
4.9	DEPÓSITOS DE LOS CERROS DE SOTOCA (CS)	55
4.10	PEDIPLANO (Pp).....	56
5.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	57
5.1	CLASIFICACIÓN DE LA REMOCIÓN D10.....	57
5.2	MORFOMETRÍA	59
5.2.1	Resumen general del inventario de remociones en masa.....	59
5.2.2	Análisis morfométrico	60
5.3	FACTORES CONDICIONANTES	63
5.3.1	Ubicación de las estructuras con respecto a las remociones en masa	64
5.3.2	Incidencia de las flexuras sobre la calidad geotécnica de la roca in situ	65
5.3.3	Incidencia del “Anticlinal de Guasquiña” sobre la calidad geotécnica de la roca in situ	67
5.3.4	Estructuras como factor condicionante.....	69
5.3.5	Otros factores condicionantes.....	70
5.4	PRESENCIA DE <i>GROUND WATER SAPPING</i> (GWS).....	70
5.5	PERFIL LONGITUDINAL DE LA QUEBRADA DE AROMA.....	72
5.5.1	<i>Knickpoints</i> aislados	72
5.5.2	Posición actual del <i>knickzone</i>	73
6.	DISCUSIONES.....	76
6.1	EDAD DE LAS REMOCIONES.....	76
6.1.1	<i>Knickzone retreat</i> como restricción para la edad de las remociones en masa	76
6.1.2	Edades relativas de las remociones del sector oriental.....	79
6.1.3	Edades relativas de las remociones del sector occidental	79
6.2	ACTIVIDAD DE LAS ESTRUCTURAS	80
6.3	FACTORES GATILLANTES DE LAS REMOCIONES EN MASA	82
6.3.1	Lluvias y volcanismo.....	82
6.3.2	Sismos	83
6.4	OBSERVACIONES GEOMORFOLÓGICAS FINALES	90
6.4.1	Posición de los <i>knickzones</i> en la región de Aroma, y el posible vínculo con el GWS.....	90
6.4.2	GWS en las regiones alledañas, y el posible vínculo con las remociones en masa	92
6.5	PROPUESTA DE NOMENCLATURA.....	94
7.	CONCLUSIONES	95

8.	REFERENCIAS	97
9.	ANEXOS	104

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1.	Distribución mundial de mega-remociones en masa.....	1
Figura 1-2.	Mapa de rutas de las regiones XV y I.....	5
Figura 2-1.	Mapa de las principales unidades morfotectónicas	7
Figura 2-2.	Esquema del perfil transversal de las unidades morfotectónicas.....	8
Figura 2-3.	Distribución de las precipitaciones anuales actuales.	9
Figura 2-4.	Esquema del mecanismo de erosión por GWS.....	10
Figura 2-5.	Morfologías de anfiteatro relacionada a GWS (región de Camiña)	11
Figura 2-6.	Esquema del perfil longitudinal de los ríos de norte de Chile (<i>knickzone</i>).....	12
Figura 2-7.	Mapa geológico regional.	15
Figura 2-8.	Leyenda del mapa geológico regional.	16
Figura 2-9.	Mapa geológico del área de estudio.....	20
Figura 2-10.	Sección transversal del tramo CC' correspondiente a la Figura 2-9.....	22
Figura 2-11.	Estructuras secundarias en los flancos de las flexuras.....	22
Figura 3-1.	Diagrama idealizado de un depósito de remoción en masa	32
Figura 3-2.	Esquema de las partes de un depósito idealizado de remoción en masa.	32
Figura 3-3.	Esquema de los segmentos geométricos de una remoción en masa	34
Figura 3-4.	Esquema de los parámetros α , H y <i>runout</i> (L) en una remoción en masa.	35
Figura 3-5.	Estimación del volumen de una remoción en masa.....	35

Figura 3-6. Obtención de los perfiles longitudinales y de W_d	37
Figura 3-7. Modelación de la superficie de ruptura y de los parámetros morfométricos....	37
Figura 4-1. Segmentación de la zona de estudio	39
Figura 4-2. Mapas geomorfológicos de la zona de estudio	41
Figura 4-3. Depósitos de remoción en masa por caídas de roca en A2.....	42
Figura 4-4. <i>Slump</i> de la quebrada de Aroma (D1).....	43
Figura 4-5. <i>Slumps</i> de la quebrada de Aroma (D4 y D5)	44
Figura 4-6. <i>Slump</i> de la quebrada de Aroma (D8).....	44
Figura 4-7. Deslizamiento compuesto de la quebrada de Sotoca (D10)	45
Figura 4-8. Pie de la remoción A1.....	46
Figura 4-9. Vista panorámica de la remoción A2.....	46
Figura 4-10. Vista panorámica de la remoción A6.....	47
Figura 4-11. Perfil de una planicie aluvial en la quebrada de Aroma	49
Figura 4-12. Abanico aluvial entre remociones D1 y D10.....	50
Figura 4-13. Manto coluvial sobre la Formación El Diablo.....	50
Figura 4-14. Meteorización de las formaciones El Diablo y Altos de Pica	51
Figura 4-15. Depósitos coluviales sobre la remoción A1	52
Figura 4-16. Depósitos coluviales (Dc) y de caídas de roca sobre la remoción A2.....	53
Figura 4-17. Depósitos lacustres sobre la remoción A2.....	54
Figura 4-18. Terrazas fluvio aluviales de la quebrada de Aroma.....	55
Figura 4-19. Depósitos de la ladera de los Cerros de Sotoca	55

Figura 5-1. Figura esquemática de un deslizamiento compuesto.....	57
Figura 5-2. Remoción D10.....	58
Figura 5-3. Ejemplo de erosión en la quebrada de Guasquiña.....	58
Figura 5-4. Gráfico de la relación razón H/L vs volumen.....	61
Figura 5-5. Gráfico de la relación <i>runout</i> vs volumen	61
Figura 5-6. Gráfico de la relación área vs volumen	62
Figura 5-7. Relación espacial entre las estructuras y las remociones en masa.....	64
Figura 5-8. Influencia de las flexuras sobre la calidad geotécnica de la roca in situ	65
Figura 5-9. Influencia de las flexuras sobre la calidad geotécnica de la roca in situ	66
Figura 5-10. Roca in situ fuera del alcance de las flexuras	66
Figura 5-11. Evidencia del Anticlinal de Guasquiña (lineamientos N-S).....	67
Figura 5-12. Influencia del Anticlinal de Guasquiña sobre la calidad de la roca in situ.....	68
Figura 5-13. Alcance de la influencia directa de las estructuras sobre la roca in situ.....	69
Figura 5-14. Ejemplo de GWS en la quebrada de Sotoca.....	71
Figura 5-15. Perfil longitudinal de la quebrada de Aroma.....	72
Figura 5-16. Perfil longitudinal de la quebrada de Aroma según Farías (2003)..	73
Figura 5-17. Posición actual del <i>knickzone</i> de la quebrada de Aroma (vista en planta)	74
Figura 5-18. Perfil longitudinal completo de la quebrada de Aroma..	74
Figura 6-1. Miembros extremos de los modelos de <i>knickpoint retreat</i>	76
Figura 6-2. Modelo de la propagación del <i>knickzone</i> para la quebrada de Aroma	78

Figura 6-3. Evidencia de la posible reactivación de la remoción A2.....	80
Figura 6-4. Tasas de alzamiento relativo acomodado por las flexuras de la zona	81
Figura 6-5. Detalle del alzamiento relativo acomodado por cada una de las flexuras	81
Figura 6-6. Regímenes tectónicos durante el Plioceno – Cuaternario.....	82
Figura 6-7. Gráfico de la magnitud sísmica vs área removida (envolvente).....	83
Figura 6-8. Gráfico de la magnitud sísmica vs distancia epicentral (envolvente).....	84
Figura 6-9. Atenuación de la PGA para un sismo $M_w = 6,0$ según distancia epicentral	86
Figura 6-10. Atenuación de la PGA según distancia epicentral, para sismos de distintas magnitudes, tanto para fallas inversas como de rumbo.	87
Figura 6-11. Registro de sismos corticales someros en la región de Aroma. Zonificación de PGA > 0,8 g, para sismos $M_w = 6,5$ y $M_w = 7,5$	89
Figura 6-12. Registro de sismos corticales someros en la región de Aroma. Zonificación de PGA > 0,6 g y PGA > 1,2 g, para sismos $M_w = 7,5$	89
Figura 6-13. Franjas de <i>knickzones</i> para la cuencas de Aroma, Guasquiña y Tarapacá.	91
Figura 6-14. Zoom a la cuenca de la quebrada de Guasquiña.....	92
Figura 6-15. Remociones en masa confinadas a canales de GWS, en Altos de Pica.....	93
Figura 6-16. Imagen 3D de la remoción A6 y su relación con el GWS.....	93
Figura 6-17. Imagen 3D de la remoción A5 y su relación con el GWS.....	93

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3-1. Nombre y definiciones de las partes de una remoción en masa.....	33
Tabla 3-2. Nombre y definiciones de los segmentos geométricos de una remoción.....	34

Tabla 5-1. Área y volumen de todas las remociones de quebrada y frontales.....	59
Tabla 5-2. Área y volumen de las remociones occidentales, separadas por quebrada.	59
Tabla 5-3. Área y volumen (con el % del total) según el tipo de remoción en masa.	59
Tabla 5-4. Razón H/L, runout, área y volumen de las remociones según tipo.....	60
Tabla 5-5. Runout, área y volumen según remociones de quebrada y frontales.	63

FIGURAS FUERA DEL TEXTO

Mapas geomorfológicos de la quebrada de Aroma, con foco en las remociones en masa, escala 1:25.000.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

El concepto de “remoción en masa” hace referencia a cualquier movimiento ladera abajo, de roca, suelo, o una mezcla de ambos en distintas proporciones, generado a partir de una serie de posibles factores gatillantes; el descenso está controlado fundamentalmente por gravedad (Cruden, 1991; Hauser, 1993). Las “mega-remociones en masa”, según Abele (1974), se definen como remociones cuyos volúmenes superan los 10^6 m^3 (es decir, $V > 0.001 \text{ km}^3$). El catastro de las mega-remociones en masa que alcanzan los mayores volúmenes del planeta (considerando un límite inferior arbitrario de 10^8 m^3 , o bien, $V > 0.1 \text{ km}^3$), consta de 300 ejemplares, cuya distribución espacial coincide con las regiones de orógenos activos y arcos volcánicos (Figura 1-1, Korup *et al.*, 2007). Se destaca el hecho de que, más del 60% de este registro, corresponde a remociones ubicada en valles profundamente incididos.

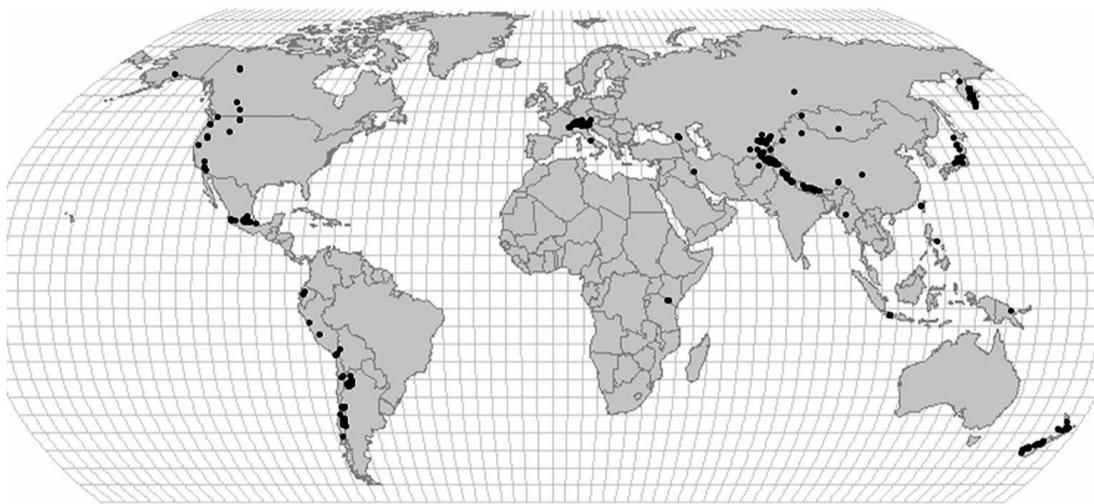


Figura 1-1. Distribución de las mega-remociones en masa más grandes del planeta ($V > 10^8 \text{ m}^3$). Extraído de Korup *et al.*, 2007.

Para el norte de Chile, a lo largo del flanco occidental del Altiplano, diversos autores han reportado la presencia de mega-remociones en masa, algunas de las cuales alcanzan las decenas de km^3 (Naranjo, 1997; Darrozes *et al.*, 2007; Pinto *et al.*, 2007, 2008; Farías, 2012). La ubicación de estos depósitos se correlaciona de buena manera con el marco tectónico y geomorfológico del catastro mundial, en el sentido de que se encuentran en un contexto de orógeno activo, y gran parte de ellas se ubican confinadas entre valles de honda incisión.

Farías (2012) confeccionó el primer catastro bien documentado en el extremo norte de Chile, en la región de Camiña, encontrando más de 70 remociones con volúmenes sobre los 0.1 km^3 . Inmediatamente al sur de Camiña, en la región de Aroma (Figura 2-1), el estudio geomorfológico de los ejemplares que allí se encuentran depositados, con su debida clasificación, análisis morfométrico y propuesta del factor gatillante que las habría desencadenado, aún no ha sido realizado, siendo este el motivo del presente trabajo.

Es un hecho ampliamente reconocido en la literatura científica que el alzamiento del flanco occidental de la Cordillera de Los Andes, entre el sur de Perú y el norte de Chile, ha estado controlado durante el Neógeno por el sistema estructural denominado *West-Vergent Thrust System* (WTS) (e.g. Muñoz y Charrier, 1996; García *et al.*, 1996, 2004; Charrier y Muñoz, 1997; Parraguez *et al.*, 1997; Victor y Oncken, 1999; García, 2002; Pinto *et al.*, 2004; Victor *et al.*, 2004; Farías *et al.*, 2005). En el extremo occidental del WTS, la expresión superficial del alzamiento Neógeno corresponde a un set de flexuras paralelas entre la Precordillera y la Depresión Central (García y Hérial, 2005; Farías *et al.*, 2005; Riquelme *et al.* 2007).

Este rasgo estructural de primer orden, junto con la profusa actividad sismo-tectónica que de él se infiere y las características geomorfológicas particulares de la región de Aroma (vale decir, los cañones que inciden profundamente a litologías poco competentes), la convierten en una zona relevante para el estudio de la ocurrencia de las mega-remociones en masa, y su vínculo con el contexto geológico que las alberga.

1.2 OBJETIVOS

Objetivo general

Generar una clasificación de las mega-remociones en masa depositadas en la quebrada de Aroma, Región de Tarapacá, y comprender la influencia de los factores geológicos y geomorfológicos que han contribuido a su desencadenamiento.

Objetivos específicos

- Identificar, describir, clasificar e inventariar las mega-remociones en masa del área de estudio.
- Determinar las características morfométricas de las remociones inventariadas.
- Evaluar la incidencia directa de las estructuras geológicas como posible factor condicionante de las remociones.
- Modelar (de manera simplificada) el proceso de incisión de la quebrada de Aroma mediante el mecanismo de *knickzone retreat*.
- Acotar temporalmente el desencadenamiento de las remociones.
- Verificar la hipótesis que se ha propuesto en estudios de zonas aledañas, según la cual la actividad sísmica cortical habría sido el factor gatillante de las remociones.

1.3 PLAN DE TRABAJO

Para concretar los objetivos planteados, se realizaron 3 tipos de actividades: revisión bibliográfica, trabajo de terreno y trabajo de gabinete. El resumen de cada una se expone a continuación.

1.3.1 Revisión bibliográfica

Consistió en la recopilación, lectura y síntesis de trabajos acerca de la geología regional y local, estudios de remociones en masa de otras regiones del planeta y del norte de Chile, y artículos sobre los mecanismos de incisión que se habrían llevado a cabo en las quebradas que cortan transversalmente la Depresión Central y Precordillera. Esta revisión bibliográfica se llevó a cabo durante todo el plan de trabajo.

1.3.2 Trabajo de terreno

Se realizaron 2 salidas a terreno durante el 2012: entre el 19 y el 25 de julio, y entre el 1 y el 6 de diciembre, en las cuales se llevaron a cabo las siguientes actividades: reconocimiento de la zona de estudio; levantamiento geomorfológico 1:25.000, con énfasis en los depósitos de remociones en masa, atendiendo a sus rasgos texturales, morfológicos y a las relaciones de contacto con otras unidades (lo anterior se realizó con apoyo de imágenes satelitales extraídas del programa *Google Earth*); fotografía del terreno, particularmente de las remociones.

1.3.3 Trabajo de Gabinete

Se efectuó un trabajo previo a las salidas, con el fin de tener un mapa preliminar de las remociones del lugar, el cual fue verificado en los terrenos. La información recogida en las campañas fue procesada junto con el análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas. Todos los datos obtenidos, incluidos los de la revisión bibliográfica, fueron posteriormente integrados para la confección de la memoria. Las actividades de gabinete más importantes que se llevaron a cabo se mencionan a continuación:

- i) Procesamiento de imágenes satelitales del programa *Google Earth*, para tener una visualización de las remociones previo a la primera visita a terreno.
- ii) Clasificación e inventario de las remociones, procesando la información de las imágenes satelitales, fotografías aéreas, fotografías y observaciones de terreno.
- iii) Confección del mapa geomorfológico 1:25.000 que acompaña el texto, generado a partir de las observaciones de terreno, de la información de las imágenes satelitales, fotografías aéreas, fotografías del terreno y del mapa geológico realizado por Farías (2003).
- iv) Cálculo y análisis de los parámetros morfométricos de las remociones. Los cálculos fueron realizados a partir los datos de elevación de un archivo DEM (obtenido de la base topográfica SRTM) y del programa *Slide*.
- v) Análisis de la distribución espacial de las estructuras con respecto a las remociones, su actividad sísmica actual y la posible actividad sísmica del pasado geológico.

- vi) Integración de los modelos de incisión propuestos para las quebradas del norte de Chile, con el fin de estimar indirectamente la edad máxima de las remociones.
- vii) Redacción de la memoria y confección de figuras.

1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se localiza entre los 19°50'S a los 19°65'S, y los 69°18'W a los 69°47'S, abarcando un área de 15 x 35 km (525 km²). Las localidades principales son Ariqueña, Calacala, Aroma, Jaiña, Illailla, Chiapa y Sotoca.

El acceso a la parte occidental, se puede realizar tomando cualquiera de las rutas A-457 o A-455, las que interceptan la Ruta 5 Norte a 15 y 30 km al norte de Huara, respectivamente (Figura 1-2). De la Ruta A-457 se desprende la Ruta A-459, cuyo camino desciende hasta el fondo de la quebrada de Aroma, y hacia el este de la localidad de Calacala, en un tramo de 10 km, transita por sobre las remociones en masa del flanco norte del valle. 5 km hacia el este de la localidad de Aroma, la Ruta A-459 asciende hacia la localidad de Jaiña, a partir de la cual cambia de nombre a A-475. Después de pasar por Chiapa, la ruta vira hacia el sur, y recorre el extremo oriental de la zona estudio, alcanzando alturas de hasta 4.000 m s.n.m. 20 km hacia el sur de Chiapa, se encuentra la intersección con la Ruta Internacional 15, la cual desciende directamente hasta Huara (Figura 1-2).

El camino descrito es posible realizarlo en vehículos motorizados, idealmente en camioneta, desde el cual se obtienen buenas panorámicas de la zona (hecho que es relevante cuando se estudian remociones en masa) y desde donde se pueden examinar directamente varios de los depósitos.

El acceso a los sectores más aislados solo es posible realizarlos a pie, a lo largo de los valles de las quebradas de Aroma y Sotoca. Sin embargo, los trayectos resultan demasiado extensos para las caminatas, y el arriendo de animales es dificultoso en los sectores más lejanos a los poblados.

Las rutas realizadas durante las visitas a terreno, junto con el nombre de las quebradas principales de la zona de estudio, se detallan en el Anexo 1.

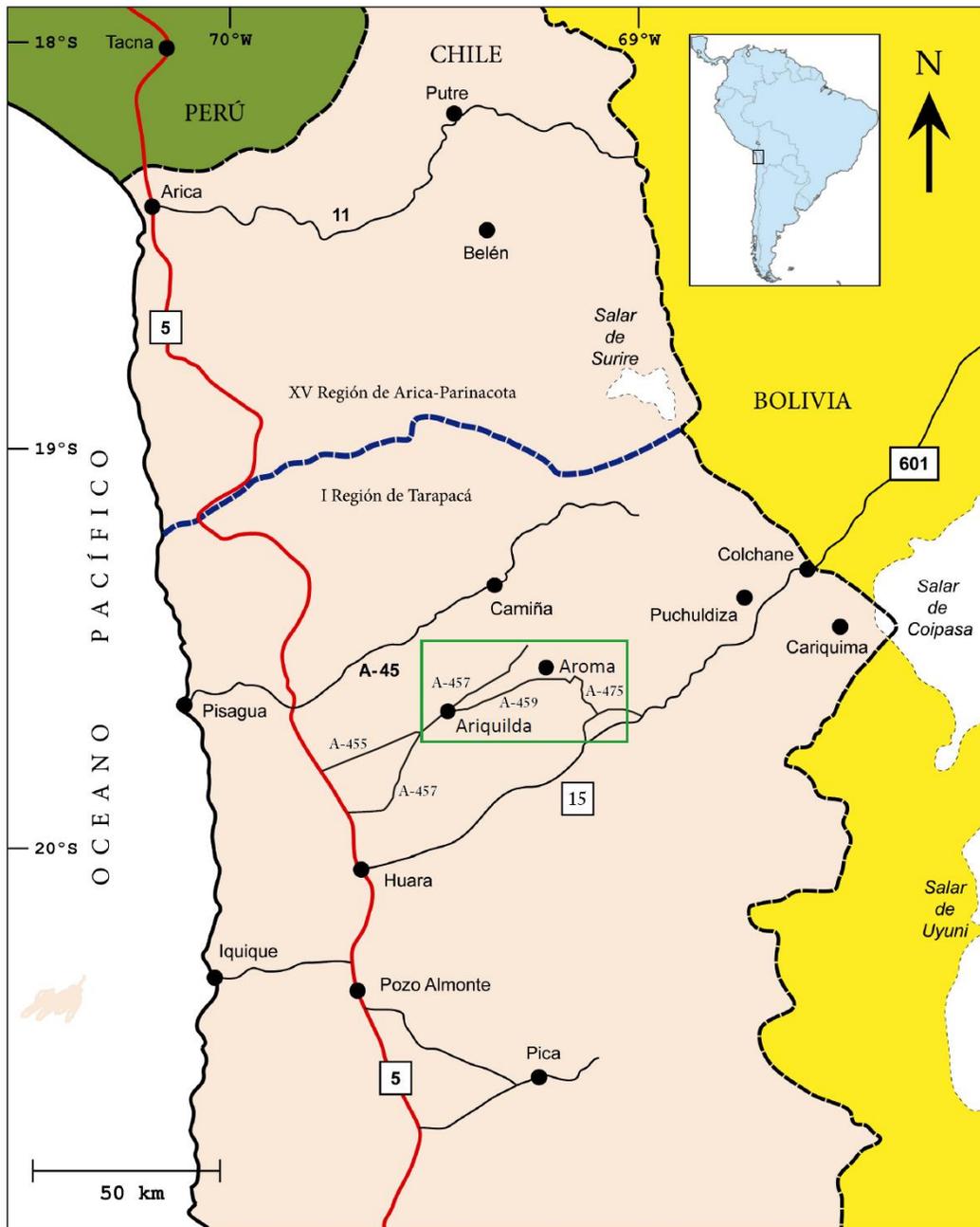


Figura 1-2. Mapa de las principales rutas de las regiones de Arica y Prinacota (XV) y Tarapacá (I). El rectángulo verde delimita la zona de estudio. Modificado de Cortés (2011).

2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

2.1 MARCO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

2.1.1 Unidades morfoestructurales

En la región de los Andes Centrales, específicamente en el norte de Chile, se reconocen 4 unidades morfoestructónicas principales, las que se ubican en el borde occidental del Altiplano. Estas unidades están dispuestas de manera sub paralela, con una dirección aproximada N-S. De mar a cordillera, se distribuyen en el siguiente orden: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera y Cordillera Occidental (figuras 2-1 y 2-2).

La **Cordillera de la Costa** corresponde a un cordón montañoso que bordea el Océano Pacífico. Posee un relieve suave, baja altura y es relativamente angosta. Entre los 18,5°S y los 20,5°S, alcanza un ancho máximo de 40 km y no sobrepasa los 1.730 m s.n.m. (entre estas latitudes, su punto más alto se ubica en las cercanías del pueblo de Huara). Por el norte, desaparece en la Pampa Chaca; su límite occidental corresponde al **Escarpe Costero**, un acantilado de ~ 700 m de altura en promedio, extendido de manera paralela a la línea de costa; hacia el este, disminuye gradualmente su elevación, hasta ponerse en contacto con la Depresión Central.

La **Depresión Central** es una cuenca elongada relativamente plana, con un promedio de altitud de ~ 1.000 m s.n.m., y una extensión E-W que oscila entre los 40 y 55 km de ancho. En la Región de Tarapacá, es conocida como Pampa del Tamarugal. Los depósitos que conforman esta unidad corresponden al piedemonte andino, el cual nace en las faldas de la Precordillera y se extiende en planos levemente inclinados hacia el oeste, hasta alcanzar el flanco oriental de la Cordillera de la Costa (Borgel, 1983). Según Naranjo y Paskoff (1985) y Farías (2003), su formación estaría relacionada con el depósito de conos aluviales coalescentes durante el Oligoceno Inferior - Mioceno Superior.

La **Precordillera** está constituida por extensos depósitos cenozoicos de pendientes suaves, los cuales descienden desde la Cordillera Occidental hasta la Depresión Central. Se ubica aproximadamente entre los 1.500 – 3.600 m s.n.m. y su ancho varía entre los 20 – 55 km. Corresponde a una zona de transición entre zonas bajas al oeste y altas mesetas al este. A lo largo de todo el norte de Chile, la Precordillera se encuentra incidida por grandes cañones (> 1.000 m) de dirección aproximadamente E-W.

Coronando la Depresión Central y gran parte de la Precordillera, se reconoce el “pediplano”, que corresponde a la superficie de ambas unidades. Su origen está acotado al Mioceno Superior, y estaría vinculado con la coalescencia de los conos aluviales que articulan la superficie del piedemonte andino (Naranjo y Paskoff, 1985 y Farías, 2003).

La **Cordillera Occidental** corresponde a la región donde se encuentra el arco volcánico actual. Se ubica inmediatamente al occidente del Altiplano y presenta una topografía fuertemente irregular. Su ancho oscila entre los 50 – 100 km y su altura entre los 3.800 a 4.700 m s.n.m. Es coronada por estratovolcanes de edad miocena – holocena, de alturas entre los 5.000 – 6.890 m s.n.m.

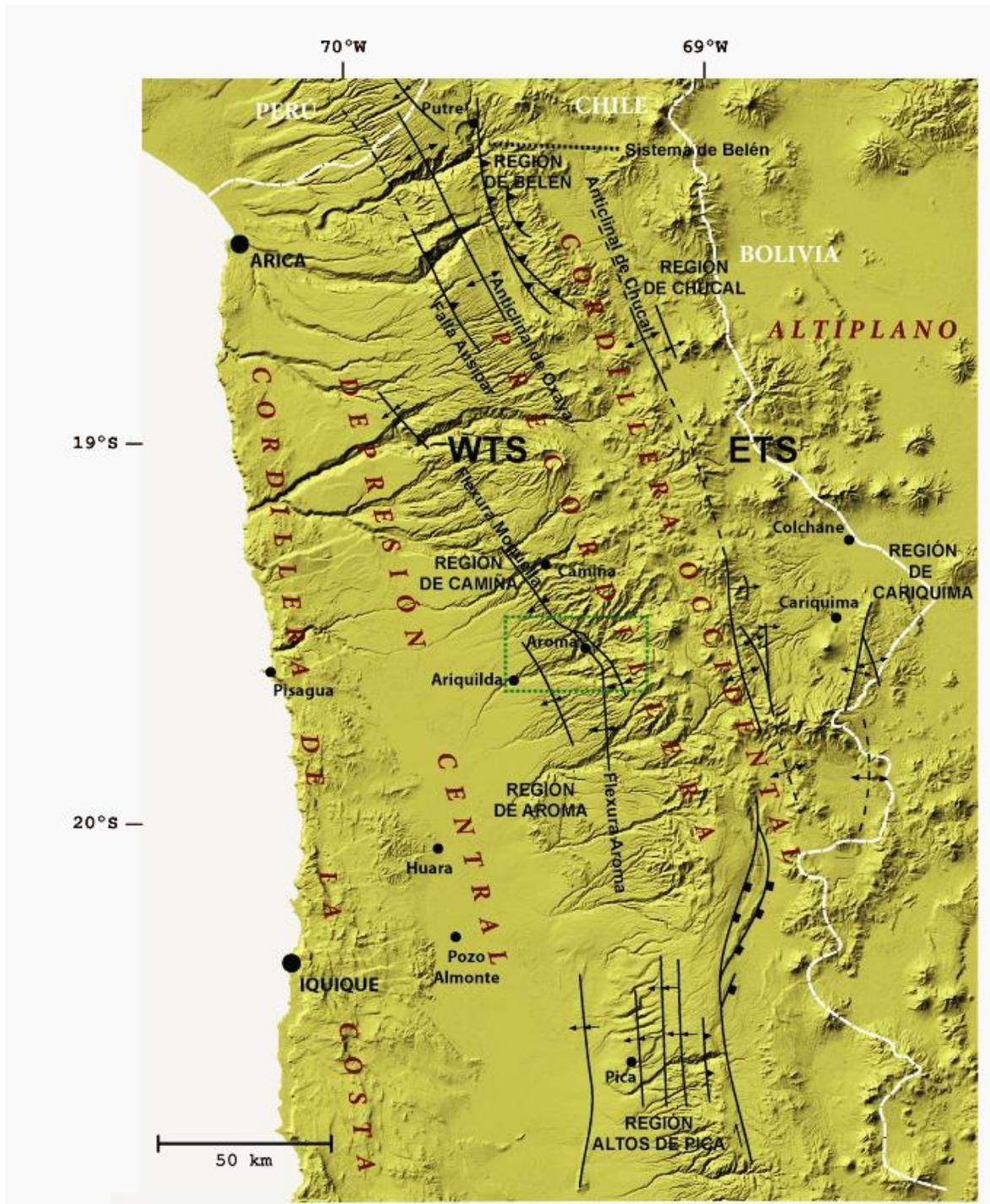


Figura 2-1. Mapa de las principales unidades morfotectónicas del extremo norte de Chile. También se muestran los principales sistemas estructurales de la región: WTS (*West-Vergent Thrust System*) y ETS (*East-Vergent Thrust System*). El rectángulo verde delimita la zona de estudio. El nombre de las regiones informales proviene de una serie de trabajos anteriores: región de Belén (18°25' S, Depresión Central y Precordillera) de García (1996, 2002); región de Chucal (18°45' S, Cordillera Occidental) de Riquelme (1998) y Charrier *et al.* (2002); región de Cariquima (19°35' S, Cordillera Occidental) de Cortés (2011); región de Camiña (19°15' S, Depresión Central y Precordillera) de Pinto *et al.* (2004); región de Aroma (19°55' S, Depresión Central y Precordillera) de Fariás (2005); región Altos de Pica

(20-21°S, Depresión Central y Precordillera) de Galli y Dingman (1962) y Víctor *et al.* (2004).
Modificado de Cortés (2011).

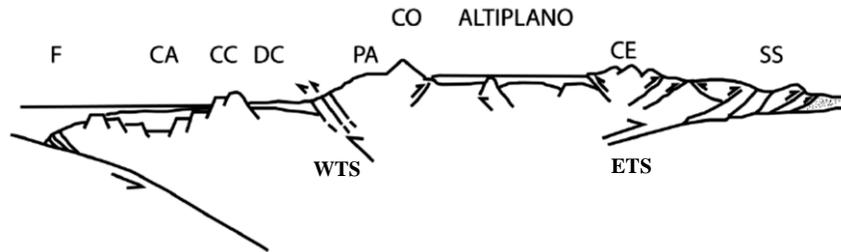


Figura 2-2. Esquema del perfil transversal de las unidades morfoestructurales del extremo norte de Chile, sur de Bolivia y noroeste de Argentina. F: fosa, CA: Cuenca de Arica, CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PA: Precordillera de Antearco, CO: Cordillera Occidental, CE: Cordillera Oriental, SS: Sierras Subandinas. WTS (*West-Vergent Thrust System*) y ETS (*East-Vergent Thrust System*). Modificado de Charrier *et al.*, 2005.

2.1.2 Redes de drenaje

Las redes de drenaje de las regiones de Arica y Prinacota (XV) y Tarapacá (I), muestran dos segmentaciones a nivel regional. De este a oeste, se puede establecer una separación en virtud del patrón de drenaje: en los lugares donde las precipitaciones son periódicas y más abundantes (al oriente), se reconoce un patrón de drenaje dendrítico; donde las precipitaciones son prácticamente nulas (al occidente), el patrón de drenaje es predominantemente paralelo. De norte a sur, se puede separar la zona según si existe o no comunicación directa entre los cauces y el mar: entre Arica y Camiña, las cuencas son de carácter exorreico (quebradas de Lluta, Suca, Azapa, Vitor, Camarones y Camiña); hacia el sur, las cuencas son de carácter endorreico (quebradas de Soga, Aroma, Guasquiña, Tarapacá, entre otras) (Figura 2-3). Adicionalmente, se observa que los cañones ubicados en la zona exorreica, alcanzan diferencias de altura mayores (hasta 2000 m) que aquellos ubicados en la zona endorreica (600 – 1000 m) (García *et al.*, 2011).

2.1.3 Incisión

Según Uhlig *et al.* (1996), los grandes cañones de la región habrían sido provocados por un proceso de colmatación de la cuenca central debido a la continua sedimentación del piedemonte andino, la cual, una vez superada la barrera de la Cordillera de la Costa, habría dado paso a la apertura de los cursos al mar, con la consiguiente erosión retrógrada hacia el este. Sin embargo, esta explicación no es aplicable a la latitud correspondiente a la zona del drenaje endorreico, pues los cañones mayores terminan sus cursos en la Depresión Central. Esta observación llevó a Farías (2003) a proponer una nueva explicación para la génesis de los cañones de esta zona, según la cual “la formación de los valles de profunda incisión de la Región de Tarapacá [regiones XV y I actuales] se habría originado debido a la erosión prógrada asociada a la migración de la deformación flexural y de los ápices de los conos aluviales hacia el oeste, concluyendo con una erosión retrógrada asociada al basculamiento hacia el oeste del pediplano, posiblemente como consecuencia de la actividad de fallas

inversas de vergencia al este”. Este modelo distingue dos etapas de incisión, de las cuales solo la última sería la responsable de generar los grandes cañones del norte de Chile.

La edad del inicio de la segunda incisión propuesta por Farías (2003), se acota directamente con la edad del techo de la Depresión Central, ya que las quebradas cortan el pediplano. En este sentido, regionalmente, entre los 18°S - 19°S, la incisión habría comenzado a los ~ 8 Ma, mientras que hacia el sur, entre los 19°S - 20°S, solo a partir de los ~ 6 Ma (Naranjo & Paskoff, 1985; Hoke *et al.*, 2007; García *et al.*, 2011). En particular, para la región de Arma, Farías *et al.* (2005), sugieren que la incisión final habría comenzado a los ~ 7 Ma. Todas estas edades son coherentes con la edad del basculamiento hacia el oeste del antearco, el cual habría comenzado después de los ~ 10 Ma (Farías *et al.*, 2005).

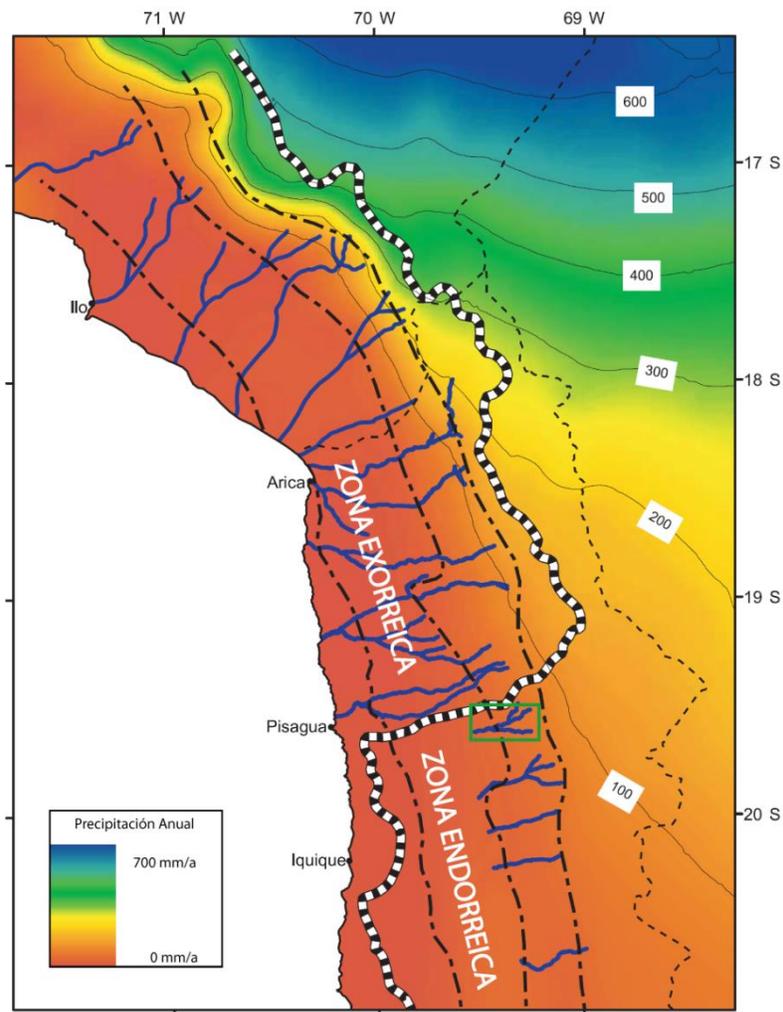


Figura 2-3. Distribución de las precipitaciones anuales actuales (zonas coloreadas), divisoria de aguas (línea gruesa blanco y negro) y principales cañones del sur de Perú y extremo norte de Chile (líneas azules). La zona de estudio está delimitada por el rectángulo verde. Se muestran las zonas exorreica y endorreica. Modificado de García *et al.* (2011).

De manera complementaria, se han propuesto dos mecanismos para la formación de las quebradas del norte de Chile, los cuales no son excluyentes entre sí: incisión mediante *ground water sapping* (Hoke *et al.*, 2004) e incisión mediante *knickzone retreat* (Schlunneger *et al.*, 2006).

***Ground water sapping* (GWS)**

El GWS, es un mecanismo de erosión que opera mediante la socavación del terreno por aguas subterráneas. Cuando estas interceptan la topografía, sobreviene un proceso de meteorización y erosión del material, lo que deriva en la propagación aguas arriba de la generación de quebradas (Figura 2-4).

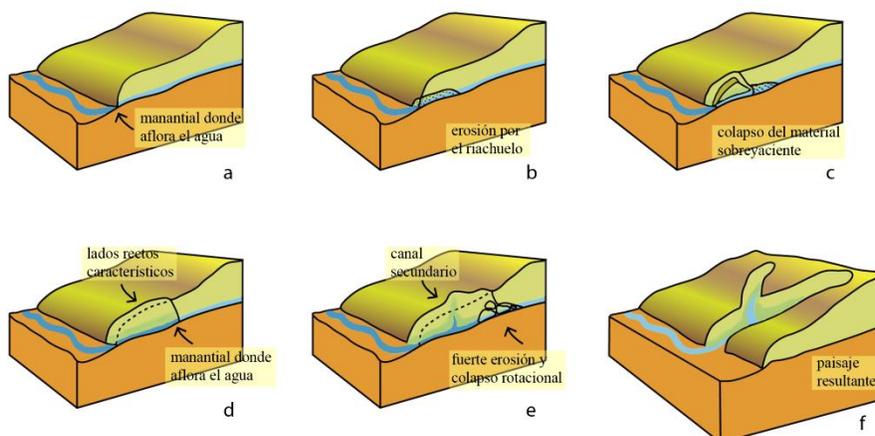


Figura 2-4. Esquema del mecanismo de erosión por GWS. (a) Escorrentía de aguas subterráneas a través del límite entre una capa permeable superior y otra impermeable (o semi permeable) inferior. (b) La capa superior, en aquellos lugares donde la tabla de aguas intercepta la topografía, tiende a erosionarse. (c) El material degradado pierde estabilidad, hasta que eventualmente es removido ladera abajo. (d) El proceso erosivo continúa aguas arriba. (e) En la nueva ladera expuesta, se genera otro punto por el cual puede aflorar un canal lateral de aguas subterráneas, bifurcándose del lecho principal. (f) Morfología resultante, con la típica forma de anfiteatro en las cabeceras. Extraído de Farías (2012).

Este mecanismo erosivo forma cañones rectos de gran incisión, que en su nacimiento poseen forma de anfiteatro. Sin embargo, dicha morfología tiende a equilibrarse posteriormente mediante los procesos de erosión superficial, siendo común que los valles adquieran la típica forma de “V”, o se encuentre en proceso de adquirir tal forma.

Según Hoke *et al.* (2004), en el norte de Chile el registro del GWS se reconoce mediante las siguientes características diagnósticas: conforma una red de drenaje que corta el drenaje paralelo del pediplano, genera cañones profundamente incididos y con bordes relativamente rectos, la terminación del canal aguas arriba es en un escarpe bien pronunciado (usualmente con morfología de anfiteatro) y se observa el afloramiento de aguas subterráneas a través de algún nivel impermeable en los lugares donde el GWS estaría activo.

Estos autores proponen que, posterior al último alzamiento del Altiplano, la captación de aguas solo pudo ocurrir en las zonas más altas (desde la Cordillera Occidental hacia el este) donde habría tenido lugar la infiltración. El aumento del potencial hidráulico producto del alzamiento, habría promovido el transporte de los flujos de agua subterránea hacia las zonas más bajas (Precordillera y Depresión Central). Cuando estos flujos interceptan la topografía, afloran como manantiales y acontece el proceso explicado en la Figura 2-4.

Farías (2012) reconoce estas morfologías en la región de Camiña, y sugiere que el nivel a través del cual habrían fluido las aguas, podría haber sido cualquiera de los niveles de ignimbrita de edad Mioceno tardío a Plioceno (pertenecientes a las formaciones Latagualla y El Diablo), los cuales se encuentran sobre un nivel impermeable arcilloso, encontrado por Pinto *et al.* (2008).

En la Figura 2-5 se observan morfologías de anfiteatro de la región de Camiña, las cuales habrían sido producidas mediante el proceso de erosión por GWS, ofreciendo ejemplos diagnósticos para reconocer estas geoformas en otras quebradas de la región.

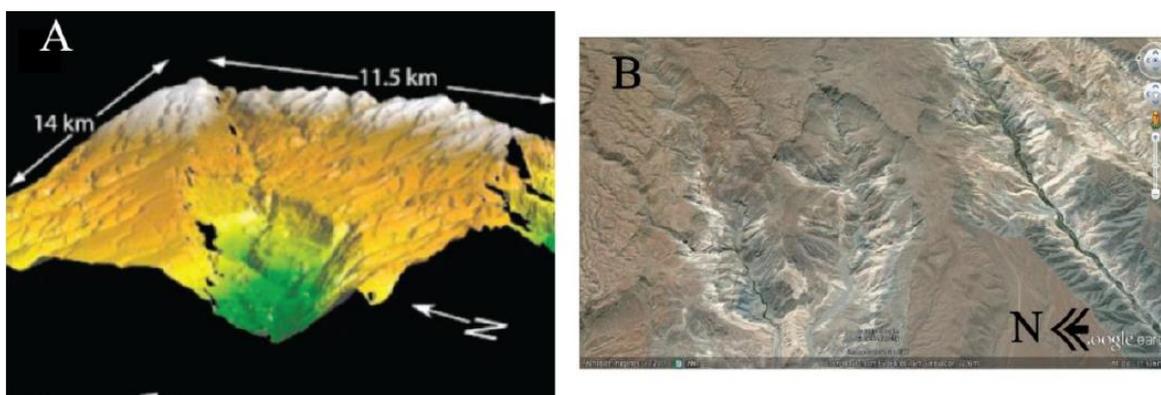


Figura 2-5. Las imágenes A y B muestran zonas con morfología de anfiteatro relacionada a valles formados por GWS, correspondientes a los sectores de Humayani y Latagualla (región de Camiña) respectivamente. Extraído de Farías (2012).

Knickzone retreat

Schlunegger *et al.* (2006) indican que los perfiles longitudinales de los cauces del norte de Chile, suelen exhibir una zona de resaltos (zona de *knickpoints*), denominada *knickzone*, la cual divide a los perfiles de los ríos en tres segmentos: un segmento de altas pendientes (el *knickzone*), y dos segmentos relativamente planos, ubicados aguas arriba y aguas abajo de este (denominados segmento superior e inferior, respectivamente. Ver Figura 2-6).

La importancia de los *knickzones* radica en la magnitud de sus tasas de erosión: los segmentos planos muestran tasas de erosión muy inferiores en comparación a las del *knickzone*. Debido a esto, por un lado, se deduce que es en esta zona donde se llevaría a cabo la incisión principal de los ríos; y por otro, tal y como lo hacen los *knickpoints*,

un *knickzone* también se propaga aguas arriba, en un proceso denominado *knickzone retreat* (Figura 2-6).

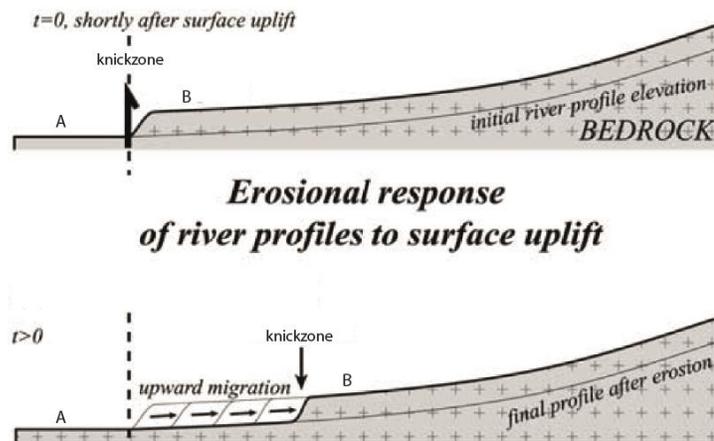


Figura 2-6. Perfil longitudinal de los ríos del norte de Chile. Se muestra el segmento del *knickzone*, el segmento plano inferior (A) y el segmento plano superior (B). Además, se ilustra la propagación del *knickzone* aguas arriba. Modificado de Farías 2008.

En el norte de Chile, como explican Schlunegger *et al.* (2006), además de ser identificados por los fuertes resaltos en los perfiles de los cauces, los *knickzones* quedan evidenciados por ciertas características geomorfológicas particulares: a lo largo de ellos, desaparecen los depósitos de ríos trenzados en el fondo de las quebradas; se estrecha el cauce del río, el cual fluye confinado entre paredes con pendientes más abruptas; y los fondos de quebrada son ocupados por canales limitados por *detachment* (en este tipo de canales, la capacidad de transporte excede ampliamente el suministro de sedimentos, generando incisión vertical. Ver Farías *et al.* (2008), y referencias ahí dentro).

Por lo tanto, la cuantificación de los procesos involucrados en la formación de las quebradas, no solo debe tomar en cuenta las tasas de incisión vertical, sino también la tasa de propagación aguas arriba del *knickzone*. En este sentido, el único estudio en el norte de Chile que considera ambos parámetros, es el realizado por Schlunegger *et al.* (2006), en la quebrada de Lluta. Estos autores, obtienen una tasa de incisión vertical prácticamente nula en el segmento plano inferior de dicha quebrada, de ~ 250 m/M.a. justo en el tramo del *knickzone*, y de ~ 60 m/M.a. para el segmento plano superior. Adicionalmente, estimaron que la tasa de propagación aguas arriba del *knickzone*, al menos durante el Plioceno tardío, habría sido de ~ 10 km/M.a.

García *et al.* (2011), señalan que los *knickzones* de los perfiles de los cauces ubicados progresivamente hacia el sur de Lluta, hasta la región de Camiña, se ubican cada vez más al occidente respecto a los cauces del norte. Además, apuntan que el proceso de formación de los cañones está directamente relacionado con la capacidad de las cuencas para captar precipitaciones, la cual sería menor en los sistemas endorreicos. Con estas evidencias, proponen que el desarrollo de las quebradas en el extremo norte de Chile, habría sido más tardía y/o se habría desarrollado bajo climas cada vez más áridos hacia el sur. De este modo, sugieren que el modelo tectónico (basado únicamente en el alzamiento del Altiplano) debería incorporar la variable climática para dar mejor cuenta del proceso de incisión que ahí se habría llevado a cabo.

2.1.4 Mega-remociones en masa

Una característica relevante del flanco occidental del Altiplano, es la presencia de una serie de mega-remociones en masa ubicadas en la Precordillera y la Depresión Central (Naranjo, 1997; Darrozes *et al.*, 2007; Pinto, 1999; Pinto *et al.*, 2004, 2007, 2008; Farías, 2003; Farías, 2012). Según estos autores, la generación de estas remociones estaría vinculada a un conjunto de factores geológicos y geomorfológicos, tales como el contexto regional de altas pendientes, la fuerte incisión en las quebradas, presencia de rocas con litologías poco competente, un contexto sísmico muy activo y la eventual influencia de tablas de aguas subterráneas, las que en el pasado habrían estado más cerca de la superficie que ahora.

El detalle de estos se expone en la sección 2.8.

2.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.2.1 Litología

En las regiones de Arica y Parinacota (XV) y Tarapacá (I), afloran principalmente rocas cenozoicas, mesozoicas y en menor superficie paleozoicas. Las rocas paleozoicas corresponden a series sedimentarias e ígneas metamorfizadas, mientras que las rocas mesozoicas se disponen en dos franjas: un dominio costero, compuesto por sedimentitas marinas, continentales y volcanitas; y un dominio interior, consistente en unidades que gradan desde un ambiente marino a uno continental, y que aflora a lo largo de la Precordillera, en las quebradas más profundas desde el límite con Perú hasta los Altos de Pica. Las edades de ambos dominios van desde el Jurásico Superior al Neocomiano (Farías, 2003, y referencias ahí dentro).

En la Precordillera y Depresión Central, afloran principalmente rocas terciarias, las que corresponden a una gruesa cubierta de depósitos clásticos e ignimbritas, que se disponen en inconformidad sobre las morfologías desarrolladas por las unidades mesozoicas y paleozoicas anteriores. Esta cobertura terciaria recibe distintos nombres, dependiendo de la latitud donde se encuentre: formaciones Azapa, Oxaya y El Diablo en la Región de Arica y Parinacota (XV), y formaciones Altos de Pica y El Diablo en la Región de Tarapacá (I). En conjunto, según Naranjo & Paskoff (1985), todas estas formaciones constituyen una gran unidad volcánica y sedimentaria, producida por una compensación al alzamiento de Los Andes, en un contexto climático que favoreció la generación de un piedemonte debido a la acumulación de detritos durante el Oligoceno – Neógeno. Por lo anterior, en general, los estudios realizados en la zona definen el **substrato** como todas las rocas pre-oligocenas.

A continuación, se describen litológicamente las principales formaciones que componen esta cobertura del Oligoceno – Neógeno.

Formación Azapa (Oligoceno Inferior a Medio): secuencia de conglomerados continentales medianamente consolidados, areniscas de grano fino y medio, con

intercalaciones de arcillolitas y tobas (Salas *et al.*, 1966; Tobar *et al.*, 1968; Parraguez, 1997, 1998; edad citada de García *et al.*, 2011).

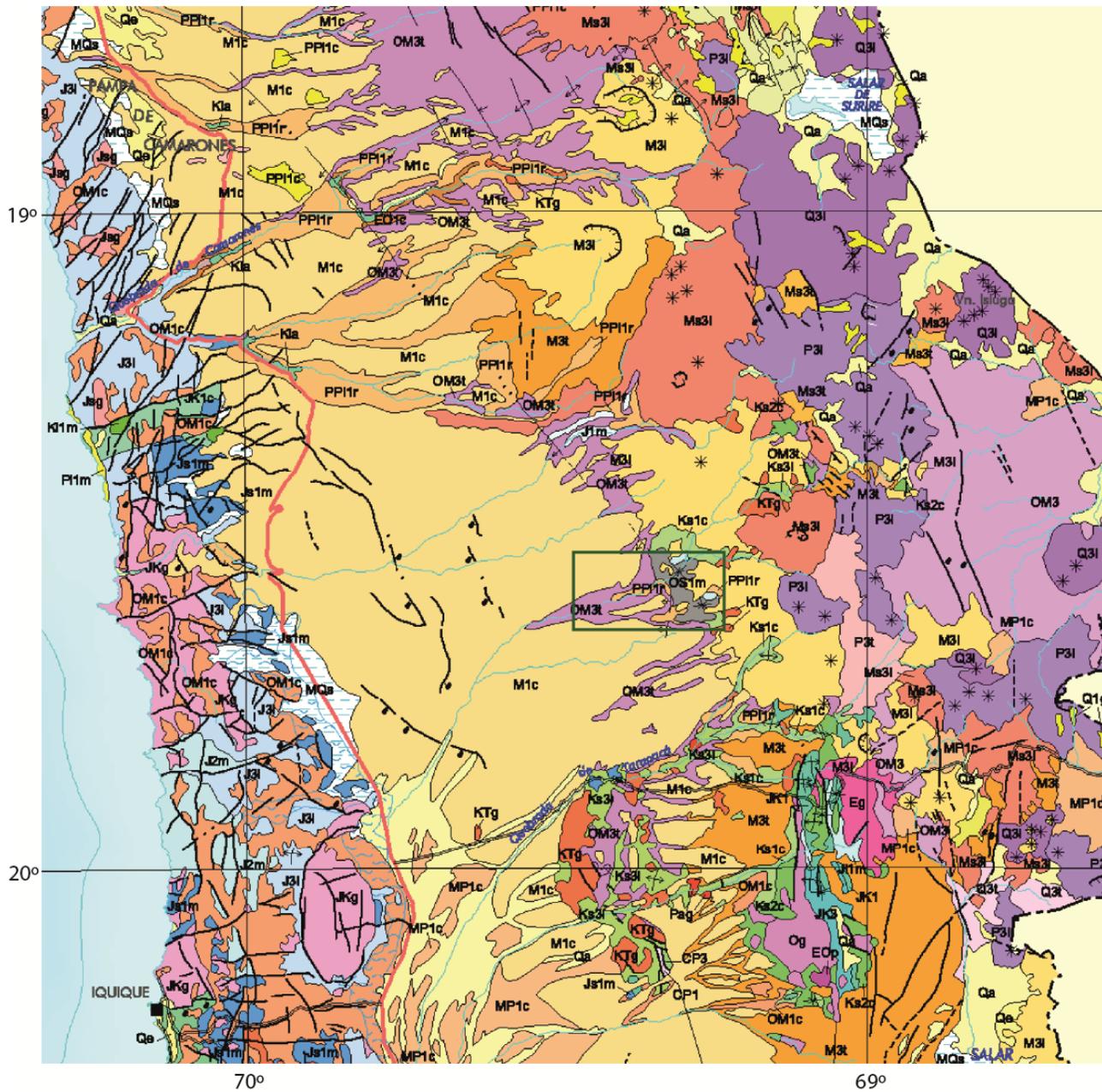
Formación Oxaya (Oligoceno Superior a Mioceno Inferior): tobas riolíticas a dacíticas, con intercalaciones de conglomerados, brechas, arenitas, limonitas y dolomitas de origen lacustre (Montecinos, 1963; García y Charrier, 1996; edad citada de García *et al.*, 2004).

Formación Altos de Pica (Oligoceno Medio a Mioceno Superior): sedimentos clásticos continentales intercalados con secuencias de ignimbritas. Esta formación está dividida en cinco miembros, tres sedimentarios y dos ignimbríticos. De base a techo, se definen como: Miembro 1, conglomerados, areniscas, tobas y tufitas; Miembro 2, toba soldada riolítica rosado anaranjada con tobas poco consolidadas en los niveles inferiores; Miembro 3, areniscas amarillentas y conglomerados polimícticos; Miembro 4, toba riolítica rosado anaranjada; Miembro 5, arenas y gravas gris oscura a gris verdosa, medias a finas (Galli, 1957, 1967; Galli y Dingman, 1962; edad citada de Víctor *et al.*, 2004).

Formación El Diablo (Mioceno Medio a Mioceno Superior): está subdividida en dos miembros: Miembro Inferior, alternancia de areniscas de grano fino a conglomerados muy finos de color marrón grisáceo, con limolitas y arcillolitas gris verdosas; y Miembro Superior, conglomerados gruesos negro grisáceos andesíticos (Vogel, 1975; Vogel y Tila, 1980; edad citada de García, 2002).

Con base en las características sedimentarias y las intercalaciones ignimbríticas, la correlación que se ha hecho entre los miembros de la Formación Altos de Pica y las distintas formaciones definidas más al norte, es del siguiente modo: Miembro 1 con la Formación Azapa (Víctor, 2000); Miembros 2, 3 y 4 con la Formación Oxaya (Pérez, 1972); y Miembro 5 con la Formación El Diablo (Pérez, 1972; Farías, 2003).

El mapa geológico regional se presenta en la Figura 2-7. Su leyenda (Figura 2-8), si bien no detalla todas las unidades que están presentes en el mapa, sí incorpora, al menos, las litologías descritas en los párrafos anteriores.



2-7. Mapa geológico regional 1:1.000.000. El rectángulo verde delimita la zona de estudio. Modificado de SERNAGEOMIN 2003.

Cuaternario

PI1m (*Pleistoceno*):
Secuencias sedimentarias marinas litorales o fluviales estuarinas.

Neógeno

PPI1r (*Plioceno-Pleistoceno*):
Depósitos de remoción en masa

MQs (*Mioceno-Cuaternario*):
Depósitos evaporíticos

M1c (*Mioceno Inferior-Medio*): *Formación el Diablo*
Secuencias sedimentarias de abanicos aluviales, pedimento o fluviales, con ignimbritas intercaladas.

M3t (*Mioceno Inferior-Medio*): *Ignimbritas de Nama*
Secuencias piroclásticas dacíticas a riolíticas asociadas a calderas de colapso.

M3i (*Mioceno Inferior-Medio*)
Complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas.

Paleógeno

OM3t (*Oligoceno-Mioceno*): *Formación Oxaya -Latagualla*
Secuencias piroclásticas dacíticas a riolíticas asociadas a calderas de colapso.

OM1c (*Oligoceno-Mioceno*): *Formación Altos de Pica -Latagualla*
Secuencias sedimentarias continentales parálicas o aluviales.

EO1c (*Eoceno-Oligoceno*): *Formación Azapa*
Secuencias sedimentarias continentales aluviales y fluviales.

Cretácico

KTg (*Cretácico Superior-Terciario Inferior*)
Granodioritas, dioritas y pórfidos graníticos.

Ks1c (*Cretácico Superior*): *Formación Cerro Empexa inferior*
Secuencias sedimentarias continentales aluviales y lacustres.

Ks3i (*Cretácico Superior*): *Formación Cerro Empexa superior*
Secuencias volcánicas continentales.

Kia3 (*Cretácico Inferior alto*): *Formación Suca*
Secuencias y complejos volcánicos continentales.

Ki1m (*Cretácico Inferior (Neocomiano)*)
Secuencias sedimentarias marinas litorales.

Jurásico

JK1c (*Jurásico Superior-Cretácico Inferior*): *Formación Atajaña*
Secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales y eólicas.

JKg (*Jurásico-Cretácico (150-100 Ma)*)
Granodioritas, dioritas, monzodioritas y granitos; pórfidos dacíticos y andesíticos.

J1m (*Jurásico-Neocomiano*)
Secuencias sedimentarias marinas carbonatadas y clásticas.

Js1m (*Jurásico Medio-Superior*): *Formación Chiza*
Secuencias sedimentarias marinas litorales.

J3i (*Jurásico*): *Formación Cuya*
Secuencias volcánicas continentales y marinas.

Jsg (*Jurásico Medio-Superior (180-142 Ma)*)
Monzodioritas cuaríferas, dioritas y granodioritas de biotita, piroxeno y hornblenda.

Paleozoico

OS1m (*Ordovícico-Silúrico*): *Formación Quebrada Aroma*
Secuencias sedimentarias marinas.

2-8. Leyenda de la Figura 2-7.

2.2.2 Estructuras

Desde el Oligoceno en adelante, el control del alzamiento de Los Andes Centrales ha sido explicado mediante la actividad de dos sistemas de estructuras de vergencia opuesta (Figuras 2-1 y 2-2): el *East-Vergent Thrust System* (ETS), ubicado en la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas; y el *West-Vergent Thrust System* (WTS), situado a lo largo del flanco occidental del Altiplano, entre la Cordillera Occidental y el límite oriental de la Depresión Central (e.g. Muñoz & Sepúlveda, 1992; García, 1996; Muñoz & Charrier, 1996; Riquelme, 1998; Pinto, 1999; Pinto *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2005; García & Hérail, 2005; Farías, 2003; Farías *et al.*, 2005).

El ETS corresponde a un sistema de estructuras contraccionales, de vergencia este y bajo ángulo, el cual deforma la cobertura cenozoica. Este sistema se habría propagado hacia el este, y sus fases principales de deformación habrían tenido lugar durante el Oligoceno Superior – Mioceno Inferior en la Cordillera Oriental (Sempere *et al.*, 1990), y durante el Mioceno Superior en las Sierras Subandinas (Baby *et al.*, 1997; Lamb y Hoke, 1997).

El WTS agrupa a las estructuras compresivas de vergencia oeste, las cuales poseen un alto ángulo y comprometen al basamento paleozoico, lo que las determina como estructuras de “escama gruesa” (e.g. García, 1996; Pinto *et al.*, 1999; Farías, 2003). A continuación, se describen brevemente las estructuras más importantes de WTS, desde la latitud de Arica hasta los Altos de Pica (Figura 2-1).

Región de Belén: sobre la pampa de Oxaya se reconoce el Anticlinal de Oxaya, el cual corresponde a una estructura flexural asimétrica ubicada en la Precordillera, de orientación NNW que se extiende por ~ 50 km hacia el sur. El límite occidental del anticlinal está

determinado por la falla Ausípar, la cual posee un pequeño rechazo y alto ángulo. Esta falla tuvo actividad durante el Oligoceno, probablemente vinculada al depósitos de la Formación Azapa, y durante el Mioceno Superior, momento en el que este anticlinal habría tenido su origen (García 1996, 2002).

Región de Camiña: la principal estructura que se reconoce es la Flexura Moquella, que corresponde a un pliegue monoclinal de vergencia oeste, que se extiende por 13 km y tiene una orientación N20°W (Muñoz y Sepúlveda, 1992; Muñoz y Charrier, 1996; Pinto, 1999, 2004). Según Pinto (1999), esta flexura estaría relacionada con las estructuras observadas en la región de Belén, las cuales se presentan relativamente alineadas. La actividad estaría acotada, probablemente, entre los 25 Ma y los 9-8 Ma. Aproximadamente 15 km al oeste, se encuentra la Flexura de Tana, la cual muestra actividad posterior a los 8 Ma, sugiriendo una propagación de la deformación hacia el oeste.

Región de Aroma: se observan 3 flexuras monoclinales mayores (de oeste a este, Calacala, Aroma y Soga), además de otras dos flexuras menores, ubicadas al oeste de la Flexura Calacala (Farías, 2003) (Figura 2-10). Las formaciones Altos de Pica y El Diablo se presentan deformadas sintectónicamente por estas flexuras, las cuales presentan una orientación ~ NNW al norte de la quebrada de Aroma y ~ NS hacia el sur de la misma, y serían el resultado de la actividad de fallas ciegas de alto ángulo y vergencia oeste. La actividad de estas estructuras estaría acotada entre los 26 Ma y el presente, presentando altas tasas de alzamiento en un régimen compresional entre los 26 y los 8 Ma, momento a partir del cual habría habido una disminución significativa de la actividad. En el presente, la actividad sísmica indica un régimen transpresivo, con un movimiento de la falla ciega asociada a la Flexura Aroma dextral inverso (Farías, 2003; Farías *et al.*, 2005).

Región de los Altos de Pica: se exhibe una serie de pliegues y fallas de orientación NS, la cual deforma las sucesiones cenozoicas en el límite oriental de la Depresión Central y la Precordillera. Victor y Oncken (1999) y Victor (2000, 2004), distinguen dos eventos deformacionales: durante el primero (D1), entre los 24 y 8 Ma, se habría depositado la Formación Altos de Pica, la cual muestra una contracción E-W a través de fallas inversas de vergencia este, las que se propagan en la misma dirección que la vergencia; durante el segundo (D2), desde los 8 Ma hasta la actualidad, habría operado la actividad de fallas dextrales y normales, originándose subsidencia en cuencas de *pull apart*, en un régimen extensional NW-SE. Farías *et al.* (2005), proponen que este régimen tectónico sería la consecuencia de la oblicuidad del vector de convergencia de la placa de Nazca con respecto a la orientación de estas estructuras NS.

2.3 EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA

Las características geomorfológicas del borde occidental de Sudamérica, han estado en estrecha relación con las particularidades tectónicas de la subducción de placas en los últimos periodos geológicos. En la actualidad, la Cordillera de Los Andes, en el norte de Chile y sur de Bolivia, es el cordón montañoso con el *plateau* más alto del mundo originado en un contexto de subducción no colisional (Isacks, 1988).

Desde el Jurásico en adelante (momento en el que se reanuda la subducción en el margen continental), el régimen tectónico ha sido principalmente extensional-transensional, intercalado con fuertes pulsos compresivos (fases Peruana, K-T, Incaica y Quechua). Esta dinámica tectónica, en interacción con los procesos climáticos de la zona, ha tenido como efecto la generación y destrucción continua del relieve en el tiempo, el último de los cuales corresponde a la presente configuración de los Andes Centrales.

Durante el Eoceno Medio – Eoceno Superior (~ 45 Ma), la subducción se tornó menos oblicua y aumentaron fuertemente las tasas de convergencia entre las placas Farallón y Sudamericana, lo que vino acompañado de una importante deformación. Este pulso compresivo, denominado Fase Incaica, tuvo por consecuencia la generación de la Cordillera Incaica (Pilger, 1984; Charrier & Vicente, 1972; Jordan *et al.*, 1983; Gregory-Wodzicki, 2000).

Posteriormente, entre el Eoceno Superior y el Oligoceno Medio, la subducción de placas aminora su tasa de convergencia y adquiere un movimiento prácticamente paralelo a la línea de costa, retomándose el régimen transensional (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Yáñez, 2002). Dicho contexto tuvo por consecuencia la erosión de la Cordillera Incaica, lo que generó una primera etapa de sedimentación, con el depósito del Miembro Inferior de la Formación Azapa (García *et al.*, 2002).

A los ~ 26 Ma, se separa la Placa Farallón en las placas de Cocos y de Nazca. Esta última adquiere un vector casi ortogonal al margen del continente (N8°0E) y aumenta fuertemente su tasa de convergencia (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Yáñez, 2002). Entre el Oligoceno tardío y Mioceno temprano, el régimen tectónico vuelve a ser fuertemente compresivo, y se reactivan las estructuras de la Cordillera Incaica, dando origen al Cordón Chapiquiña-Belén (fase Quechua I). Coetáneo al alzamiento de este cordón (que se habría prolongado durante el resto del Mioceno), sobrevino un proceso de depósito sintectónico de ignimbritas y conglomerados, agrupados en las formaciones Oxaya, Altos de Pica y El Diablo (Farías, 2003).

Post ~ 10 Ma, producto de un flujo E-W de material dúctil de la corteza inferior, se habría activado el ETS, generando un basculamiento del antearco hacia el oeste de 1°, lo que habría constituido el último evento de alzamiento del *plateau* (alzándolo entre 500 a 1.400 m). El desequilibrio geomorfológico a lo largo de los cauces producto del alzamiento, habría dado pie a la incisión de las grandes quebradas del norte de Chile, otorgándole al relieve su morfología actual (Farías *et al.*, 2005).

A partir del Plioceno en adelante, el movimiento de los grandes sistemas de fallas paralelos al margen continental, al menos al sur de los 19°30'S, ha sido principalmente transcurrente dextral, lo que sugiere un leve incremento en la oblicuidad del vector de convergencia entre las placas (Somoza, 1998; Farías *et al.*, 2005).

2.4 GEOLOGÍA LOCAL

2.4.1 Litología

Los trabajos realizados en la zona de estudio consideran el substrato como todas las rocas pre-oligocenas. A continuación se resume la litología de las unidades que conforman este substrato; la descripción está basada íntegramente en los estudios de Harambour (1990) y Farías (2003). El mapa geológico local se presenta en la Figura 2-9.

Formación Quebrada Aroma (Devónico Superior – Carbonífero Inferior): metasedimentitas marinas conformadas por una alternancia de filitas y areniscas cuarzo feldespáticas micáceas.

Formación Quebrada Coscaya (Sinemuriano – Oxfordiano): rocas sedimentarias volcanoclásticas con intercalaciones marinas marginales.

Formación Chusmiza (Jurásico Superior – Cretácico Inferior): serie de areniscas, conglomerados y tobas.

En términos generales, sobreyaciendo el substrato pre-oligoceno, se observa una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas del Oligoceno – Neógeno. En lo subsiguiente, se describe brevemente esta cobertura, con base en los estudios realizados por Farías (2003) y Farías *et al.* (2005).

Formación Altos de Pica (Oligoceno a Mioceno Inferior): está constituida por una intercalación de ignimbritas y conglomerados volcanoclásticos continentales, con interestratificación de areniscas y limolitas. Posee un espesor promedio de 600 m y sobreyace en una gran inconformidad al substrato pre-oligoceno. Hacia el este, se pierde por debajo de las lavas de Sotoca, y subyace en paraconcordancia y localmente en discordancia angular (en las áreas flexuradas) a la Formación El Diablo. Los miembros 2, 3 y 4 (de la clasificación de Galli y Dingman, 1962) constituyen la parte principal de lo que aflora en el área de estudio. Estos 3 miembros se componen de, al menos, 12 capas de ignimbritas interestratificadas con delgadas capas sedimentarias de fanglomerados, areniscas y limolitas.

Formación El Diablo (Mioceno Medio): corresponde a una secuencia fluvio-aluvial de conglomerados y areniscas. Al este, en las cercanías de los poblados de Sipiza y Chiapa, se interdigita con las Lavas de Sotoca; al oeste, se extiende fuera del área de estudio, conformando el techo de la Depresión Central. Su espesor es variable: al oeste de la Flexura Aroma tiene un espesor promedio de 200 m, en tanto que al este su espesor disminuye variando desde 80 a 0 m. Se divide en un Miembro Superior y otro Inferior. El Miembro Inferior se compone de conglomerados arenosos, areniscas, brechas arenosas de ignimbritas recicladas y lentes de fangolitas. El Miembro Superior, menos competente que el inferior, presenta conglomerados arenosos y de gravas gruesas consolidadas, intercaladas por niveles arenosos con estratificación planar y cruzada, y lentes de fangolita. Además de esta segmentación vertical, Farías (2003) identificó distintas litofacies en dirección E-W, dependiendo de la distancia de los depósitos a las flexuras y a las zonas de aporte del material.

Lavas de Sotoca (Mioceno Superior): esta unidad se compone de lavas andesítico basálticas que descienden hacia el oeste desde los Cerros de Sotoca. Alcanza un espesor

máximo de 900 m cerca del cono del volcán. Se ubica en el extremo oriental de la zona de estudio, al este del pueblo de Sotoca. Sobreyace de manera discordante a la Formación Altos de pica, y engrana hacia el oeste con el Miembro Superior de la Formación El Diablo.

Lavas de Tatajachura (Plioceno Inferior): secuencia de lavas de composición andesítico-dacítica. Esta unidad descende desde el cerro Tatajachura, y se dispone sobre una superficie inclinada entre las quebradas de Aroma y Chismiza.

Conglomerados de San Antonio (Plioceno Inferior a Medio): serie de conglomerados aluviales de color amarillento, con estratificación planar irregular, intercalada con niveles de areniscas. Los conglomerados son polimícticos y la composición de sus clastos es muy variada (presenta todas las litologías más antiguas que afloran en la cuenca de Aroma).

Deslizamientos (post 7 Ma): en el estudio de Farías (2003) y Farías *et al.*, (2005), todos los deslizamientos se agrupan en una sola unidad geológica. En la sección 2.5 se detalla la información que existe de ellos.

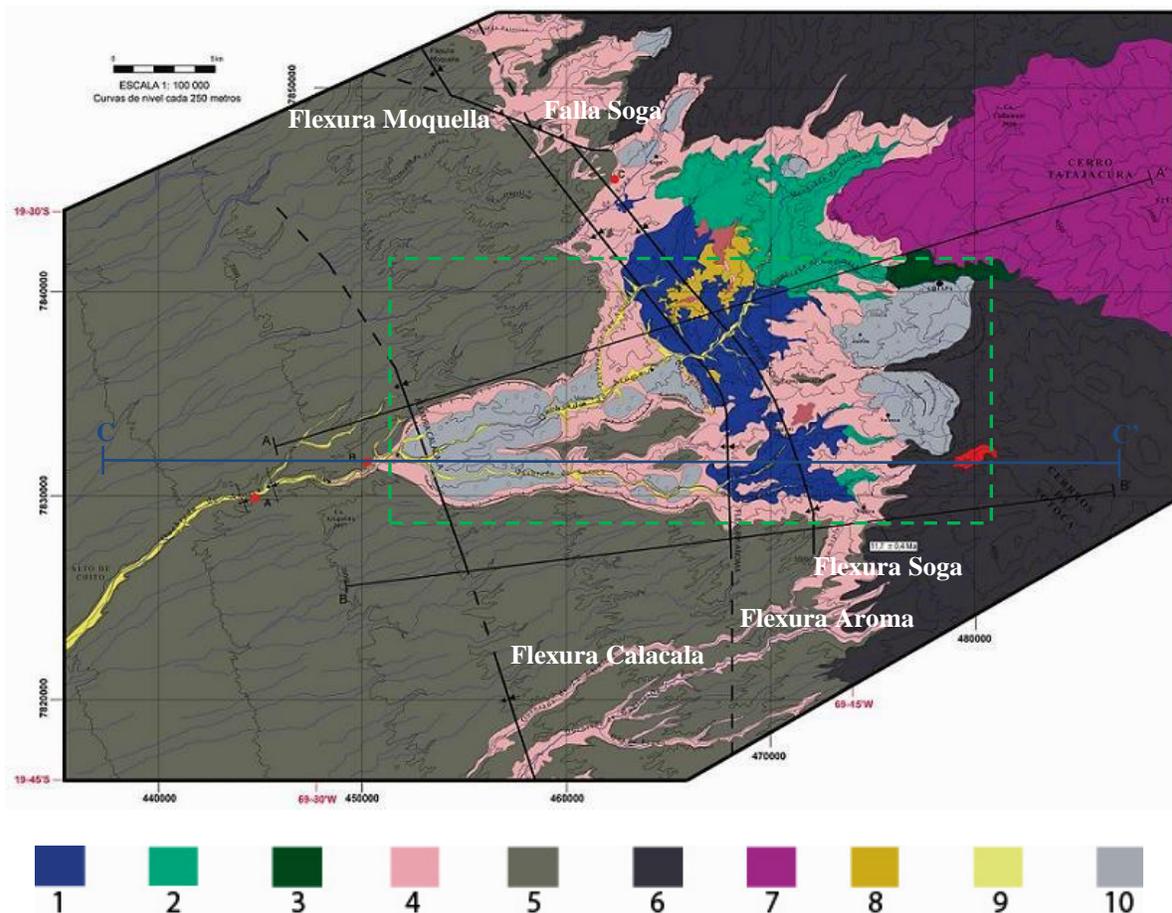


Figura 2-9. Mapa geológico del área de estudio. (1) Formación Quebrada Aroma, (2) Fm. Quebrada Coscaya, (3) Fm. Chumisa, (4) Fm. Altos de Pica, (5) Fm. El Diablo, (6) Lavas de Sotoca, (7) Lavas de Tatajachura, (8) Conglomerados de San Antonio, (9) Depósitos fluvio-aluviales recientes, (10) Deslizamientos. El rectángulo verde indica la zona de estudio. El perfil CC' se muestra en la Figura 2-10. Extraído de Farías, 2003.

2.4.2 Estructuras

Las estructuras principales de la zona de estudio y sus alrededores corresponden a las flexuras monoclinales mencionadas en la sección 2.2.2 (con sus respectivas fallas ciegas) y una falla inversa inmediatamente al norte del área de trabajo (Falla Soga). Farías *et al.* (2005) realizan una división de 4 etapas para caracterizar el alzamiento relativo asociado a la actividad de estas fallas ciegas: 26 a 16 Ma (1° etapa), 16 a 12 Ma (2° etapa), 12 a 8 Ma (3° etapa) y 8 a 0 Ma (4° etapa). Las etapas coinciden respectivamente con el depósito de la Formación Altos de Pica, el depósito del Miembro Inferior de la Formación El Diablo, el depósito del Miembro Superior de la Formación El Diablo y, por último, al cese de la generación del piedemonte andino. Durante la última etapa, la menor deformación acomodada por las flexuras orientales respecto a las occidentales, indican la propagación hacia el oeste de la deformación a partir del Mioceno Superior.

A continuación se detallan las características de las flexuras, de las estructuras secundarias asociadas a ellas y de la Falla Soga. El dato del alzamiento relativo acomodado por las distintas flexuras se extrajo de Farías *et al.*, 2005 (Ver capítulo 6.2, figuras 6-4 y 6-5).

Flexura Calacala: su eje flexural pasa por la localidad de Calacala, en la quebrada de Aroma. Hacia el sur de esta, la flexura tiene un rumbo N20°W, que se puede continuar hasta la quebrada de Guasquiña; hacia el norte, el rumbo es NW-SE. La longitud de onda es de ~ 4 km y desde los 26 Ma ha acumulado un alzamiento relativo de ~ 590 m. A partir de los 8 Ma, la Flexura Calacala es la que muestra un mayor alzamiento relativo (~ 90 m). Farías (2003) propone que el pequeño resalto (*knickpoint*) en el perfil del cauce de la quebrada de Aroma (el que estaría aproximadamente sobre el eje de esta flexura), es indicativo de que estuvo activa durante el Cuaternario (este resultado se discute en la sección 5.5.1). Actualmente, no existe sismicidad sobre ella, lo que sugiere que la falla ciega que le dio origen se encuentra inactiva.

Flexura Aroma: el eje de esta flexura pasa por la localidad de Aroma, 15 km al este de la flexura Calacala. Hacia el norte de la zona de estudio, se extiende con una orientación N35°W, y en la cabecera de la quebrada Yalañuzco presenta un quiebre, a partir del cual mantiene una dirección N-S hacia el sur. Su longitud de onda es de ~ 0,6 km y en total acomodó un alzamiento relativo de ~ 700 m. Durante la 4° etapa, registra un alzamiento relativo muy reducido (~ 20 m). Actualmente, la falla ciega responsable del origen de esta flexura se encuentra activa (evidenciado por la sismicidad actual), y acomoda un movimiento de *strike-slip* dextral inverso. Dicho movimiento habría estado presente desde el Plioceno en adelante (Farías *et al.*, 2005).

Flexura Soga: se ubica a ~ 1,5 km hacia el este de la Flexura Aroma. El cambio de rumbo de su eje está a 1-2 km al este del punto de inflexión de la Flexura Aroma. Hacia el norte del mismo, presenta una orientación N°35W, y hacia el sur, N10°W. Su longitud de onda promedio es de ~ 0,6 km y en total acomodó un alzamiento relativo de ~ 420 m. Al igual que la Flexura Aroma, desde los 8 Ma en adelante su aporte al alzamiento relativo ha sido escaso (~ 30 m), y actualmente se encuentra inactiva.

Flexuras menores: corresponden a dos estructuras monoclinales cuyos ejes se ubican al oeste de la Flexura Calacala. Entre ambas, el alzamiento relativo acomodado alcanza los 150 m, y presentan longitudes de onda de ~ 1 km y $\sim 0,4$ km (de este a oeste, respectivamente). Entre ambas, desde los 8 Ma acumulan 50 m de alzamiento relativo, y actualmente no muestran actividad sísmica.

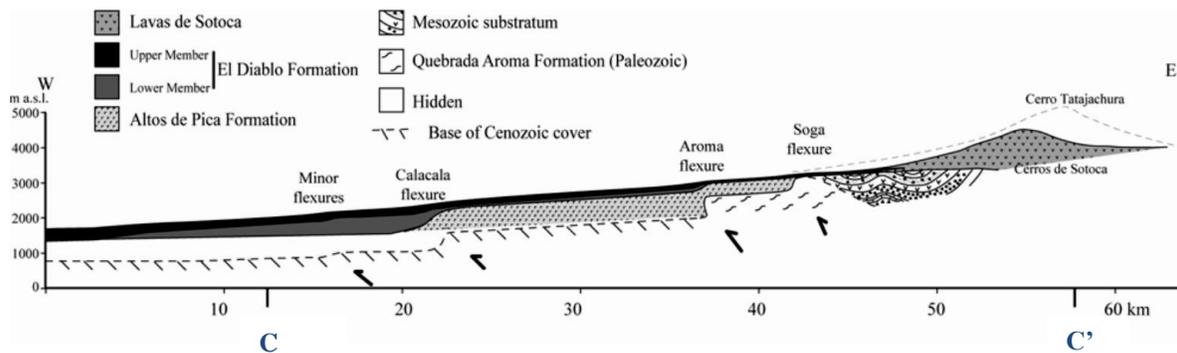


Figura 2-10. Sección transversal del tramo CC' correspondiente a la Figura 2-9. Se aprecian las flexuras del área de estudio y las fallas ciegas que les darían origen. Modificado de Farías *et al.* (2005).

Falla Soga: se ubica ~ 10 km al NNW de la localidad de Aroma, entre las flexuras Aroma y Soga. Posee una orientación NW-SE, una extensión de ~ 10 km y presenta un movimiento sinistral inverso. Se interpreta como una falla de traspaso de deformación, de manera tal que las flexuras Aroma y Moquilla (esta última se observa ~ 5 km al oeste de la primera) corresponderían a la misma estructura, desplazada una de otra por la actividad de la Falla Soga (Figura 2-9).

Estructuras secundarias: según Farías (2003), asociadas a las flexuras, se observan fallas normales e inversas en los flancos de las mismas, cuya orientación coincide con la de los ejes flexurales (Figura 2-11). Las fallas normales se ubican en las crestas de las flexuras (lugar del anticlinal), zona en la cual se produce la extensión dentro de un pliegue, mientras que las fallas inversas, se ubican al pie (lugar del sinclinal), donde se produce la contracción. Adicionalmente, Farías (2003) indica que también existen fracturas tensionales, orientadas de modo aproximadamente perpendicular a los ejes de las flexuras, coincidiendo con la dirección de σ_1 (Figura 2-11).

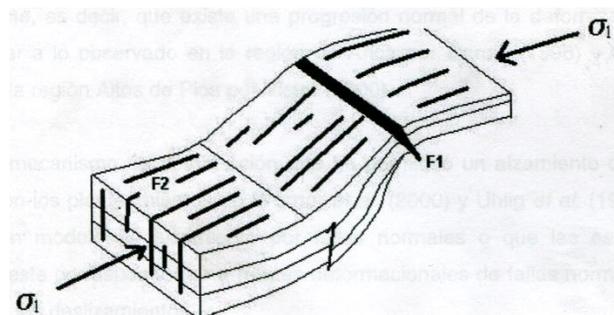


Figura 2-11. Estructuras secundarias en los flancos de las flexuras. A lo largo del eje flexural, se produce la mayor extensión, generándose un estructura tensional (F1); en el pie, se produce la mayor contracción, generándose fallas inversas; y perpendicular al eje de la flexura, ocurren fracturas de extensión (F2). Extraído de Farías (2003).

Farías (2003) sugiere que las estructuras tensionales paralelas a σ_1 , que también son aproximadamente paralelas a los escarpes de los deslizamientos ubicados entre Calacala y Aroma (sección 2.5), podrían haber sido precursoras de dichos deslizamientos, en el sentido de que, tales estructuras, se convertirían luego en los escarpes de estos. Esta propuesta es discutida en la sección 5.3.3.

2.5 GEOMORFOLOGÍA LOCAL

La zona de estudio está limitada hacia el este por dos grandes **centros volcánicos**, el Cerro Tatajachura (5.252 m s.n.m.) y los Cerros de Sotoca (> 4.500 m s.n.m.). Según Farías (2003), los depósitos que conforman el primero se disponen de manera sub-horizontal en el *plateau* (ver más abajo en el texto) ubicado entre las quebradas de Aroma y San Antonio, habiéndose depositado “en un relieve plano, carente de las grandes quebradas que se observan actualmente, ya que sus depósitos se ubican en las zonas altas de la región de estudio, y no se observan en las laderas o en el fondo de los valles actuales. De acuerdo con esto, estas lavas corresponderían al último depósito antes de la formación de los profundos valles que cortan el pediplano”, otorgándole a la incisión una edad máxima pliocena inferior. Farías (2003) indica que los Cerros de Sotoca poseen una morfología de tipo cónico extendido con pendientes que varían entre los $\sim 25^\circ$ en la cabecera y los $\sim 5^\circ$ en las laderas del pie del volcán. La textura brechosa y muy fracturada de sus lavas andesítico-basálticas, beneficia los procesos de meteorización y erosión, en comparación con las lavas más jóvenes y compactadas del Cerro Tatajachura. La erosión de esta unidad habría dado origen a la Formación El Diablo. Adicionalmente, el material de los Cerros de Sotoca componen casi la totalidad de los depósitos de los deslizamientos de Chiapa y Sotoca, los cuales se describen más abajo en el texto, en esta misma sección.

Conformando el techo de la Precordillera y la Depresión Central, que en la zona de estudio alcanzan altitudes que varían entre los 1.000 m s.n.m. y los 3.000 m s.n.m., se dispone el **pediplano**. Esta unidad geomorfológica es cortada superficialmente por un patrón de drenaje paralelo, de muy baja inclinación, que corresponde al primer encausamiento de las aguas precipitadas. Dado que actualmente esta red se observan en lugares donde las precipitaciones son prácticamente nulas, se cree que ellas debieron haberse formado en un ambiente más húmedo que el presente (Farías, 2003). Hoy, la pediplanización solo se encuentra activa en las cercanías de Huara, donde se desencauzan los abanicos aluviales de los ríos que descienden de la Cordillera Occidental y Altiplano.

Entre los 2.600 y 3.100 m s.n.m., al interior de la cuenca de Aroma, se observan superficies planas denominadas por Farías (2003) como **mesetas** o *plateaus*, que “corresponden a lavas que resistieron la erosión asociada con la incisión, y constituyen el relieve que existió hasta el Plioceno, cuando se depositan las Lavas de Tatajachura (...) posteriormente a este periodo se inició la incisión mayor”. Según Farías (2003), Estas mesetas serían el último registro antes de la incisión de las profundas quebradas.

En la zona de estudio se observan 2 tipos de **terrazas**: agradacionales y degradacionales. Las primeras, estarían asociadas al bloqueo de la red de drenaje debido al desencadenamiento de un deslizamiento, entre las localidades de Calacala y Aroma;

presentan 3 niveles, indicando 3 pulsos erosivos. En este estudio, corresponden a la unidad de las terrazas fluvio-aluviales (sección 4.8). Las segundas, ubicadas al oeste de la localidad de Ariquilda (fuera del área de estudio), presentan una continuidad relativa con el pediplano, evidenciado que su formación estaría vinculada a la construcción y erosión de él. Particularmente, según Farías (2003), estas terrazas degradacionales son el registro de la primera incisión (ver 2.1.3) caracterizada por una erosión prógrada.

La **red de drenaje activa** principal, de norte a sur, se compone de las quebradas de San Antonio, Aroma, Chismiza, Sotoca y Guacesiña, las cuales confluyen hacia la quebrada de Aroma. Al norte de San Antonio y al sur de Guacesiña, fuera del área de estudio, se encuentran las quebradas de Soga y Guasquiña, respectivamente. Entre la quebrada de Yalañuzco (la única quebrada de alta jerarquía con dirección N-S) y los Cerros de Sotoca, estas quebradas presentan un patrón de drenaje dendrítico a sub-dendrítico; desde la quebrada de Yalañuzco hacia el oeste, el drenaje se dispone de manera paralela semicolineal (Farías, 2003).

Farías (2003) propone ciertas características zonales, correspondientes a 4 sectores distintos. **Al oeste de Calacala**, se observan laderas de fuerte pendiente (25° en promedio), con diferencias de cotas que oscilan entre 180 m (donde la quebrada de Aroma se curva hacia el sur) y 400 m (frente a la localidad de Ariquilda). En esta zona, se observa una capa superficial de 1 m de espesor, generada a partir de flujos de ladera provenientes de la inestabilidad de los componentes clásticos de la Formación El Diablo. **Entre Calacala y Aroma**, se observan las mayores pendientes de la zona de estudio (entre 60° y 30°), con diferencias de cotas que oscilan entre los 500 y 700 m. La capa superficial en este sector está menos desarrollada, ya que la formación que más aflora consiste en Altos de Pica, cuya resistencia a la meteorización es mayor que la Formación El Diablo. Para este mismo sector, Farías (2003) propone que el proceso de “desgaste de ladera” (*hillslope lowering*) habría sido menor que la incisión fluvial (*river incision*), generando pendientes que sobrepasaron el “umbral de ángulo de pendiente” (*threshold slope angle*), permitiendo el desencadenamiento de los grandes deslizamientos presentes en el sector. **Entre la localidad de Aroma y la confluencia de las quebradas de Aroma y Chismiza**, las laderas presentan pendientes más suaves (15°-30°), pero aumenta la diferencia de cotas (la cual varía entre 600 m y 900 m). El invierno boliviano alcanza a llegar hasta este sector, lo que se vincula con una mayor producción de regolito y un mayor desgaste de ladera, produciendo pendientes más suaves que las del sector anterior. En esta zona no se observan deslizamientos. **Entre la confluencia de las quebradas de Aroma y Chismiza** (por el oeste) **y el Cerro Tatajachura** (por el este), se observan las mayores diferencias de cotas, así como también las quebradas más angostas. Litológicamente, dominan las rocas volcánicas de los cerros Tatajachura y de Sotoca, y se registran las mayores precipitaciones, tanto en fase líquida como sólida. Es en este sector donde están las nacientes de las quebradas, y según Farías (2003), la mayor influencia erosiva se manifiesta en los grandes deslizamientos de la zona (de Chiapa y Sotoca, ver más abajo en el texto).

Farías (2003), propone que el perfil longitudinal de la quebrada de Aroma presenta 2 resaltos principales, los que estarían asociados a la actividad reciente de las flexuras Calacala, Aroma y Soga (Figura 2-10). Esto se discute en la sección 5.5.1.

Tal como se adelantó en la sección 2.1.3, la **formación de las grandes quebradas** se habría generado a partir de la superposición de dos etapas de erosión: una primera, de erosión prógrada (vinculada a la migración aguas abajo de los ápices de los conos aluviales, producto de la propagación de la deformación hacia el oeste), seguido de una erosión retrógrada (asociada al basculamiento del antearco post ~ 10 Ma, lo que habría generado la inestabilidad en los perfiles longitudinales del cauce y la consecuente incisión). La erosión retrógrada, según Farías (2003), habría comenzado en el Plioceno, dada la evidencia del *plateau* central mencionado anteriormente, en esta misma sección. Farías *et al.* (2005), sin embargo, rectifican este dato, y sugieren que la incisión sería posterior a los ~ 7 Ma para la zona de estudio.

Adicionalmente, se observa una serie de depósitos asociados a **deslizamientos**. Farías (2003), si bien agrupa estos depósitos en una sola unidad geológica, espacialmente los describe según tres categorías:

Entre Calacala y Aroma: se extienden por un área de 18 km², a lo largo de las quebradas de Aroma y Sotoca, y las superficies de ruptura (ver nomenclatura del capítulo 3.2.1, Figura 3-1) tendrían una geometría lítrica secuenciada. En este sector se observan, al menos, 3 deslizamientos mayores. Los bloques deslizados presentan rasgos primarios de la estratificación, así como también existen bloques rotados y brechizados; entre los bloques, se observa una abundante acumulación de material fino, conformando un volumen de muy mala selección. Farías (2003), adicionalmente, propone que estos deslizamientos habrían aprovechado las estructuras secundarias E-W de las flexuras para su detonación (sección 2.4.2), así como también sugiere que probablemente habrían sido gatillados por sismos.

Entre Chiapa y Sotoca: son cuerpos que deslizan desde los Cerros de Sotoca y desde el cordón E-W del Cerro Papajtane, a partir de una altura que varía entre los 3.700 y los 4.000 m s.n.m. La composición de los depósitos es, principalmente, de las Lavas de Sotoca. Los deslizamientos se presentan secuenciados, y en planta se observa que los escarpes tienen una morfología de semi luna. En comparación a los deslizamientos del sector anterior, se presentan bloques más pequeños, con escasa conservación de rasgos primarios, alta brechización y abundante formación de material muy fino. Farías (2003) menciona que las altas tasas de erosión, producto la precipitación conjunta de agua en fase líquida y sólida, sería la condición determinante para la generación de estos deslizamientos.

En Soga: se extienden por una superficie de 2,5 km², inmediatamente al este del extremo norte de la flexura de Soga. El depósito mantiene bloques con escasa coherencia interna, los cuales alcanzan pocos metros de diámetro, así como también existe abundante material tamaño limo. Farías (2003) sugiere que habrían sido desencadenados por la actividad de la Falla Soga, ubicada justo al NE de los depósitos. Adicionalmente, dado que los deslizamientos caen hacia la quebrada de Soga, deduce que la incisión de la misma debe haber sido anterior al desencadenamiento. Considerando una edad máxima Pliocena para la incisión (es decir, 5-4 Ma), y suponiendo una tasa de incisión vertical de 200 m/M.a., Farías (2003) propone que estos deslizamientos tendrían una edad máxima de 3 Ma. Con este cálculo acota la edad de actividad de la falla.

2.6 MARCO CLIMÁTICO

La zona de estudio forma parte del Desierto de Atacama, el cual es reconocido por sus condiciones climáticas de extrema aridez. La edad precisa a partir de la cual se habrían establecido estas condiciones, aún es foco de debate. Distintos autores han asignado diferentes edades para el comienzo de estas: Hartley *et al.* (2005) sugieren que la hiperaridez se asentó a partir del Jurásico Superior; Dunai *et al.* (2005), propuso que estas condiciones estarían presentes en la Cordillera de la Costa desde el Oligoceno; para la Precordillera, Alpers y Brimball (1988) proponen edades anteriores a los ~ 14 Ma; mientras que Vargas y Ortlieb (1998) señalaron que, en la zona costera de Antofagasta, durante las glaciaciones pleistocenas, ocurrieron lluvias más frecuentes que las actuales, posteriores al tiempo interglaciar de 125 ka, por lo que proponen que, en la costa, la hiperaridez actual se habría desarrollado a partir del Holoceno temprano.

Actualmente, la zona norte (lugar donde se desarrolla el drenaje exorreico), recibe un promedio de precipitaciones que varía desde muy bajo en la costa, hasta 300 mm al año en la Cordillera Occidental. Tales precipitaciones son provocadas por la actividad convectiva de la selva Amazónica, durante el verano del hemisferio sur (e.g. Houston y Hartley, 2003; Garreaud et al, 2010). Mientras que hacia el sur, la zona del drenaje endorreico coincide con la parte central hiperárida del Desierto de Atacama, donde actualmente las precipitaciones van desde 0,5 mm al año en la costa, hasta 50 mm al año en la parte alta de la Cordillera Occidental (New *et al.*, 2002; Strecker *et al.*, 2007). Es decir, se observa un gradiente de precipitaciones, las cuales son más altas en el norte, y van disminuyendo gradualmente hacia el sur. Así como también son más bajas hacia la costa, y van aumentando hacia la alta cordillera.

La presencia de estas condiciones climáticas ha permitido una excelente preservación del relieve en gran parte del extremo norte de Chile, convirtiéndolo en un escenario excepcional para el estudio de fenómenos geológicos y, en particular, para el análisis geomorfológico de los procesos que acompañan la generación de las remociones en masa.

2.7 SISMICIDAD

A lo largo del margen continental sudamericano ocurren 3 tipos de sismos: intracontinentales, de intraplaca oceánica y de subducción. La sismicidad intracontinental corresponde a los eventos sísmicos que ocurren dentro de la placa continental sudamericana, tanto en la corteza como en el manto superior; la de intraplaca oceánica, incluye a los sismos originados dentro de la placa de Nazca; y la sismicidad de subducción agrupa a todos los eventos que ocurren en la interfaz de la Placa de Nazca y Sudamericana.

En el estudio realizado por Farías *et al.* (2005), se muestra una breve reseña sobre la sismicidad del norte de Chile y sur de Perú, la cual se expone a continuación.

Entre Arica y la Península de Mejillones (18°30'S-23°S), los mayores sismos históricos de interplaca ($M > 8$) ocurrieron en los años 1545, 1615, 1768 y 1877, con un período

medio de recurrencia de 111 ± 33 años (Comte y Pardo, 1991). En el sur de Perú, este tipo de sismos han sido más frecuentes: ocurrieron en los años 1513, 1604, 1687, 1715, 1784, 1868 y 2001. El último evento mayor, durante el 2001, tuvo un área de ruptura que termina hacia el sur en Ilo ($17^{\circ}40'$); por lo tanto, desde esta latitud y hasta la península de Mejillones, la ausencia de grandes sismos durante más de un siglo hace esperar un evento de interplaca de magnitudes importantes (Comte *et al.*, 2002). En el antearco chileno, se tiene el registro de cientos de eventos sísmicos de pequeña magnitud y profundidad cortical somera.

El 24 de Julio del 2001, tuvo lugar el sismo de Aroma ($M_w = 6,3$), de origen cortical y somero (~ 10 km de profundidad). Su mecanismo focal indicó un movimiento de *strike-slip*, el cual podría corresponder a N-S dextral o a E-W sinistral (Farías *et al.*, 2005). El enjambre de réplicas de este sismo incluye el del 14 de Enero del 2002 (Chusmiza, $M_w = 5,9$). El hecho de que prácticamente no haya habido sismicidad cortical en la región de Aroma hasta antes del sismo del 24 de Julio (Comte *et al.*, 2003 a), sugiere una relación temporal y espacial entre la deformación cortical en la Precordillera y la actividad sísmica de interplaca en el norte de Chile y sur de Perú (Martinod *et al.*, 2002). Farías *et al.* (2005) interpretan el sismo de Aroma como la reactivación de la falla ciega vinculada a la Flexura Aroma.

2.8 ESTUDIOS SOBRE MEGA-REMOCIONES EN EL NORTE DE CHILE

2.8.1 Colapso de Lluta, región de Belén (Naranjo, 1997)

A los $18^{\circ}25'S$, entre las quebradas de Lluta y Azapa, se reconoce una avalancha de roca de dimensiones colosales, generada en 2 etapas, la cual se movilizó de este a oeste, cubriendo un área total > 800 km², removiendo un volumen de ~ 100 km³ (las 2 etapas habrían removido 36 y 65 km³ de material). Estas dimensiones la convierten en una de las avalanchas documentadas más grandes del mundo, ante lo cual el autor propone que “las condiciones topográficas y de inestabilidad tectónica, sumadas a la presencia de materiales ignimbríticos, son causas favorables únicas para generar una de las avalanchas más grandes del planeta”. Debido a que la remoción compromete el pediplano, y a que la incisión socava hasta niveles más profundos que el depósito, la edad estaría acotada entre los 9 – 4,8 Ma.

2.8.2 Deslizamiento de Tarapacá, región de Camiña (Darrozes *et al.*, 2007)

Entre las quebradas de Latagualla y Suca, a los $19^{\circ}25'S$, estos autores estudian un deslizamiento de ~ 36 km² de área (un bloque de $\sim 9 \times 4$ km) y ~ 7 km³ de volumen. Este se habría deslizado sobre un nivel de arcilla, y se propuso que los parámetros clásicos de inestabilidad (carga, pendiente, meteorización y presión de aguas subterráneas) arrojan un factor de seguridad < 1 . Los autores, por lo tanto, proponen que sería necesaria una aceleración sísmica para la detonación de la remoción, en un contexto en el que el nivel de aguas subterráneas estaba más cerca de la superficie que el actual. Adicionalmente, sugieren dos escenarios sísmicos posibles para el desencadenamiento: uno cortical, $M_w \sim 7$ a ~ 15 km de distancia a la zona de ruptura; y uno interplaca, $M_w > 9$ a ~ 110 km de distancia.

2.8.3 Deslizamientos de Miñimi y Latagualla, región de Camiña (Pinto *et al.*, 2007, 2008)

El evento estudiado en el trabajo anterior, a partir de Pinto *et al.* (2007), pasa a llamarse “Deslizamiento de Latagualla”, y se acota su volumen a $5,4 \text{ km}^3$; se incorpora al estudio el “Deslizamiento de Miñimi”, de 57 km^2 y volumen desconocido. Se distinguen dos tipos de remociones en la zona de estudio: “remociones de ladera de quebradas” y “remociones de ladera occidental de la Precordillera”; ambos deslizamientos estudiados (Miñimi y Latagualla) pertenecen a la segunda categoría. Estos autores proponen un detonante sísmico para ellos, con una aceleración sísmica horizontal peak (PGA, *peak ground acceleration*) entre $0,8 \text{ g}$ y un poco más de 1 g , complementado con un nivel de aguas subterráneas cercano a la superficie; plantean que el gatillante más probable es un fuerte sismo cortical somero, proveniente de la actividad de la falla ciega que da origen a la Flexura Moquella; acotan la edad máxima con la edad de la incisión principal (la cual sería post 9-8 Ma). Además, dejan sugerido que las remociones de ladera de quebrada requerirían menores aceleraciones sísmicas para su detonación, en comparación con el otro tipo de remociones.

2.8.4 Mega-remociones en masa, región de Camiña (Farías, 2012)

Esta autora realiza el primer catastro con análisis morfométrico de todas las mega-remociones en masa presentes en la región de Camiña (entre las quebradas de Camarones y Tiliviche). Obtiene un total de 135 ejemplares (108 *slumps*, 8 deslizamientos traslacionales, 17 avalanchas de roca y 2 compuestos. Ver sección 3.1 para la clasificación de remociones en masa), los cuales suman un área y volumen de $\sim 600 \text{ km}^2$ y $\sim 60 \text{ km}^3$ respectivamente. Los deslizamientos mayores son el deslizamiento de Latagualla ($V \sim 3,8 \text{ km}^3$), Miñimi ($V \sim 6,7 \text{ km}^3$) y una avalancha de roca en la quebrada de Cutimaya ($V \sim 12 \text{ km}^3$). Farías (2012) indica que el promedio de los volúmenes afectados por remociones en la zona, se ordenan de mayor a menor del siguiente modo: deslizamientos compuestos (constituidos únicamente por los deslizamientos de Miñimi y Latagualla), avalanchas de roca, traslacionales en bloque y *slumps*.

Realizando comparaciones estadísticas, respalda la hipótesis de que sería necesaria una PGA de $\sim 0,8 \text{ g}$ para desencadenar las remociones. Para su análisis, Farías (2012) incluye tanto las “remociones de ladera de quebrada” como las de “ladera occidental de la Precordillera” (considerando la nomenclatura de Pinto *et al.*, (2008), mencionada en la sección anterior). En este respecto, Farías (2012) renombra estas 2 categorías de la siguiente manera: “remociones de quebrada” (para referirse al primer tipo), “remociones estructurales” (para el segundo), y agrega una tercera categoría denominada “remociones retrabajadas”. Las remociones de quebrada se definen por el hecho de caer en dirección aproximadamente N-S, hacia el interior de los valles; la gran mayoría se ubica en las quebradas de la Depresión Central y en general alcanzan las menores dimensiones espaciales (área, volumen y *runout*); las remociones estructurales, por su parte, se definen por poseer sus escarpes al este del depósito (caen hacia el oeste), muestran dimensiones más grandes que las anteriores y suelen estar ubicadas en el sector más oriental de la Depresión Central y Precordillera. El nombre de estas últimas daría cuenta de su origen, ya

que, según Farías (2012), estarían probablemente relacionadas con la actividad de las fallas que dan origen a las flexuras; las remociones retrabajadas son aquellas cuyos depósitos han sufrido un retrabajo importante producto del agua y el viento, dificultando así su clasificación.

En términos del mecanismo de incisión, en este estudio se reporta la presencia de un gran número de morfologías de anfiteatro, las cuales estarían asociadas a la propagación erosiva, de oeste a este, de GWS; el nivel impermeable sería el estrato arcilloso encontrado por Pinto *et al.* (2008) y el flujo manaría a través de alguno de los niveles ignimbríticos sobreyacientes. Adicionalmente, habida cuenta de la migración de la onda erosiva hacia el este, Farías (2012) sugiere que la génesis de las remociones de quebrada (Depresión Central) se habría producido con anterioridad al desencadenamiento de las remociones estructurales (Precordillera). La propagación aguas arriba de la cabecera del GWS, habría generado progresivos deslizamientos hacia el este, generados por causa de la socavación y/o a través de un detonante sísmico.

Por último, observa que las remociones de quebrada están espacialmente relacionadas con la presencia de numerosas morfologías de anfiteatro; con tal evidencia, señala que este mecanismo de incisión (GWS), el cual necesita del importe de aguas subterráneas para su desarrollo, es un argumento a favor para sostener que las remociones de quebrada (al igual que lo expuesto por Pinto *et al.* (2008) para los deslizamientos de Miñimiñi y Latagualla) también se habrían producido bajo el efecto condicionante de la presión de aguas subterráneas.

3. METODOLOGÍA Y MARCO TEÓRICO

A continuación, se exponen los conceptos fundamentales relacionados con el estudio de las remociones en masa, los cuales han sido extraídos del Capítulo 3 del libro “*Landslides, investigation and mitigation*” (Cruden y Varnes, 1996), y los aspectos metodológicos utilizados en este trabajo para su análisis.

3.1 CLASIFICACIÓN DE REMOCIONES EN MASA

El término “remoción en masa” es un concepto genérico, que da cuenta del “movimiento ladera abajo de roca o suelo...”, pero que, sin embargo, no ofrece información acerca de las características de este movimiento. Para asignarle un mayor grado de información, cualquier remoción en masa puede ser clasificada por dos sustantivos: el tipo de movimiento (flujo, caída, deslizamiento, avalancha, propagación lateral o *toppling*) y el tipo de material afectado (roca o suelo). El “material afectado” se entiende como aquel que se encontraba en su lugar natural antes de que el movimiento se desencadenara. De este modo, se obtienen nombres tales como “caídas de roca”, “deslizamientos de suelo”, etc. En particular, los deslizamientos se subdividen en deslizamientos rotacionales (también llamados *slumps*), traslacionales y compuestos.

En lo sucesivo, se detallan los rasgos generales de las caídas de roca, deslizamientos rotacionales de roca, deslizamientos traslacionales de roca, deslizamientos compuestos de roca y avalanchas de roca, que corresponden a las remociones identificadas en la zona de estudio y en los sectores aledaños.

3.1.1 Caídas de roca

Corresponden al desprendimientos de fragmentos de roca a partir de una pendiente empinada, a lo largo de una superficie donde el cizalle es prácticamente nulo. El material desciende por caída libre, saltación, rodamiento o una combinación de ellos. La caída libre se logra con pendientes sobre los 76°, para ángulos menores (hasta los 45°), el movimiento es por saltación y para ángulos menores que eso es por rodamiento. Los bloques tienden a desintegrarse en fragmentos más pequeños, y el depósito suele tener morfología de cono.

3.1.2 Deslizamientos rotacionales de roca (*slumps*)

En general, los “deslizamientos” corresponden a un movimiento ladera abajo, que ocurre principalmente a lo largo de una superficie de ruptura o de una capa delgada de intenso *strain* de cizalle. Los *slumps*, en particular, se mueven a lo largo de una superficie de ruptura curva y cóncava. La cabecera del material desplazado puede incluso llegar a moverse de manera vertical, y la superficie de la parte superior de la remoción suele mostrar un leve basculamiento hacia el escarpe. Debido a la geometría de la superficie de ruptura, el movimiento rotacional tiende a auto-estabilizarse, y los bloques pueden conservar intactos sus rasgos primarios. También es común la formación de pequeñas lagunas en la superficie del depósito (debido al bloqueo del drenaje producto del mismo movimiento) y el desarrollo de topografía tipo *hummocky*.

3.1.3 Deslizamientos traslacionales de roca

El material se mueve a lo largo de una superficie de ruptura plana, ondulatoria o a través de la intersección de discontinuidades. Suelen ser depósitos más pequeños que los *slumps*, y mientras los anteriores tienden a equilibrar su movimiento, los deslizamientos traslacionales pueden desplazarse por mayores distancias (si las condiciones de pendiente y las restricciones topográficas así lo permiten). En este descenso, los bloques suelen mostrar una mayor disgregación del material, fragmentándose en bloques de menor tamaño. Es común que estas remociones se deslicen a través del contacto entre dos estratos distintos, aprovechando la debilidad mecánica que este genera.

3.1.4 Deslizamientos compuestos de roca

Corresponden a una clasificación mixta entre los deslizamientos rotacionales y los traslacionales. La superficie de ruptura se inicia curva, cóncava y con un alto ángulo, para luego volverse plana con la profundidad. Estos movimientos generalmente indican la presencia de una capa débil en sub superficie, a lo largo de la cual se propaga el plano de ruptura. La complejidad de este tipo de deslizamientos usualmente tiene por consecuencia la deformación interna de los bloques, y el depósito suele estar constituido por montículos alzados y estructuras de *graben*.

3.1.5 Avalanchas de roca

Son masas de roca fracturada, las cuales se extienden por grandes distancias y se movilizan extremadamente rápido mediante un mecanismo de flujo; se generan a partir de remociones de roca de magnitud considerable (Hungar *et al.*, 2001). Presentan una alta movilidad, característica que se acentúa con el aumento del volumen (es decir, a mayor volumen, mayor movilidad). Sus depósitos están usualmente constituidos por bloques grandes, aun cuando presentan una alta cantidad de material fino, derivado principalmente de la roca fragmentada e incorporada en el flujo. Suelen tener los volúmenes más grandes, algunos de los cuales alcanzan el orden de decenas de km³; también es común que se desplacen distancias mayores que el resto de las remociones. Dadas sus características composicionales y texturales (depósitos caóticos e inmaduros), es frecuente que sean mapeados como morrenas.

3.2 CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DE LOS DEPÓSITOS

3.2.1 Nomenclatura

La Comisión de Remociones en Masa de la IAEG (*International Association for Engineering Geology and the Environment*) (1990), basándose en el diagrama de Varnes (1978) (Figura 3-1), propuso un esquema general de la partes de los depósitos de remociones en masa (Figura 3-2). Las definiciones se detallan en la Tabla 3-1.

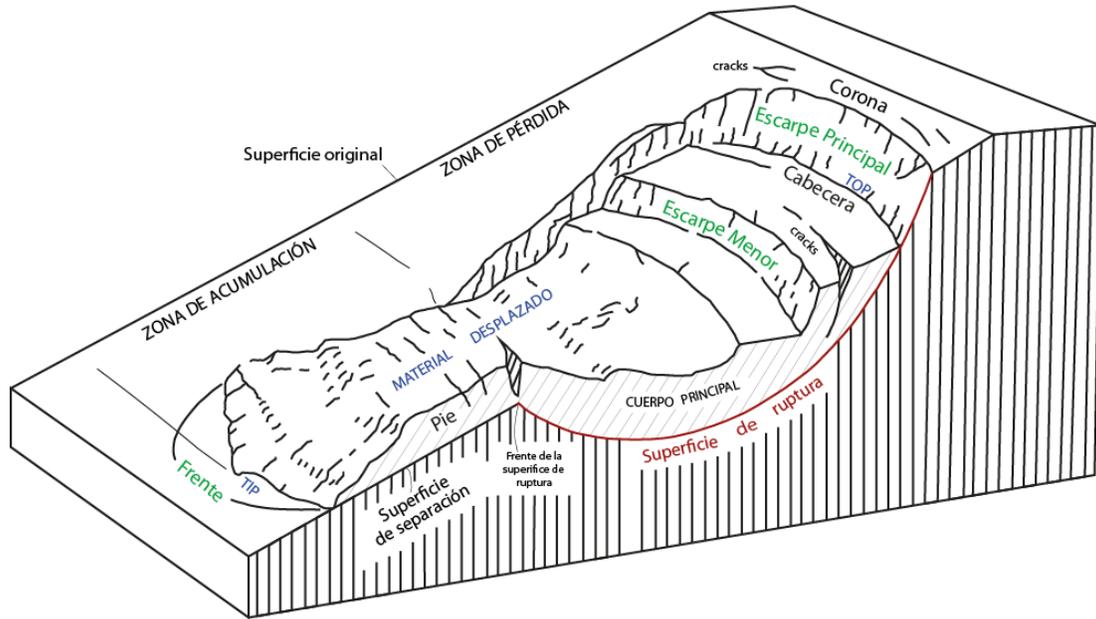


Figura 3-1. Diagrama idealizado de un depósito de remoción en masa, con sus características morfológicas típicas. Modificado de Varnes (1978).

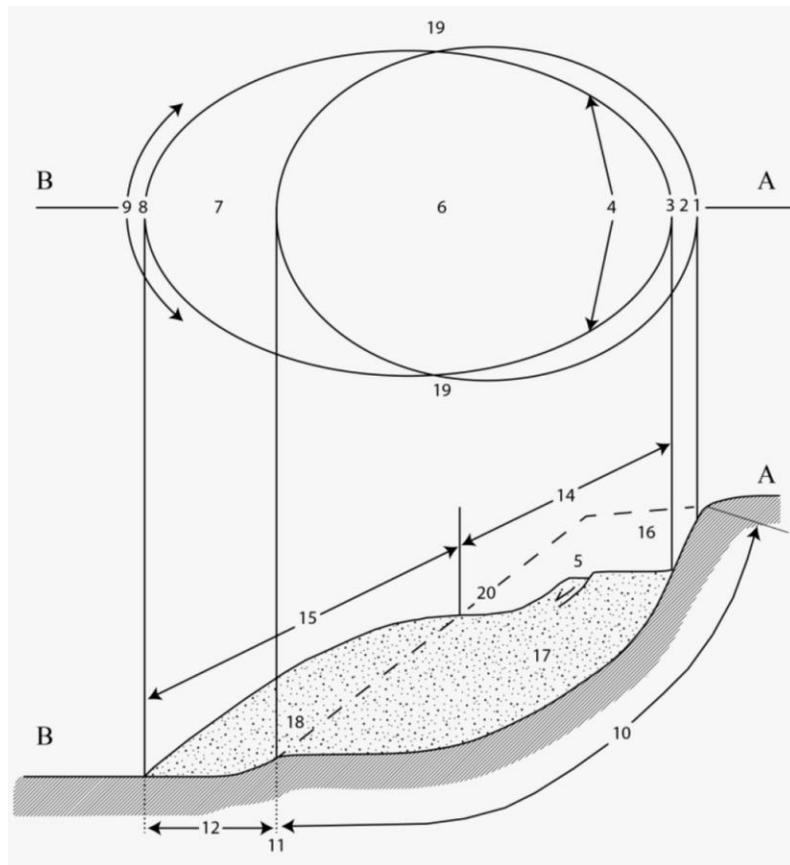


Figura 3-2. Dibujo esquemático de las partes que conforman un depósito idealizado de remoción en masa. Fue propuesto por la Comisión de Remociones en Masa de la IAEG, quienes se basaron en el diagrama de Varnes (1978) (Figura 3-1). Extraído de Farías (2012).

Tabla 3-1. Nombre y definiciones de las partes del esquema propuesto por la IAEG (Figura 3-2). Modificado de Farías (2012).

Nº	NOMBRE	DEFINICIÓN
1	Corona	Material prácticamente no desplazado, adyacente a las partes más altas del escarpe principal.
2	Escarpe principal	Superficie inclinada o suelo no alterado en el borde superior de la remoción en masa causado por el movimiento del material desplazado (13, área jaspeada) lejos del suelo no alterado; es la parte visible de la superficie de ruptura (10).
3	Top	Punto más alto de contacto entre el material desplazado (13) y el escarpe principal (2).
4	Cabeza	Partes superiores de la remoción en masa a lo largo del contacto entre el material desplazado (13) y el escarpe principal (2).
5	Escarpe menor	Superficie inclinada del material desplazado de la remoción, producido por movimientos diferenciales dentro del material desplazado.
6	Cuerpo principal	Parte del material desplazado de la remoción que sobreyace a la superficie de ruptura entre el escarpe principal (2) y el pie de la superficie de ruptura (11).
7	Pie	Porción de la remoción que se ha movido más allá del pie de la superficie de ruptura (11) y sobreyace a la superficie de suelo original (20).
8	Punta (<i>Tip</i>)	Punto en el <i>toe</i> (9) más distante del <i>top</i> (3) de la remoción.
9	Frente (<i>Toe</i>)	Margen inferior usualmente curvado del material desplazado de una remoción, es el más lejano al escarpe principal.
10	Superficie de ruptura	Superficie que forma (o ha formado) un límite inferior de material desplazado (13) bajo la superficie del suelo original (20); una idealización mecánica de la superficie de ruptura es llamada superficie de deslizamiento.
11	Frente de sup. de ruptura	Intersección (usualmente enterrada) entre las partes inferiores de la superficie de ruptura (10) de una remoción y la superficie de suelo original (20).
12	Superficie de separación	Parte de la superficie de suelo original (20) ahora sobreyacida por el pie (7) de la remoción.
13	Material desplazado	Material desplazado de su posición original en la ladera por el movimiento de la remoción; forma la masa removida (17) y la acumulación (18); es la zona jaspeada en la Figura 3-1.
14	Zona de pérdida	Área de la remoción dentro de la cual el material desplazado (13) yace bajo la superficie original del suelo (20).
15	Zona de acumulación	Área de la remoción dentro de la cual el material desplazado (13) se encuentra sobre la superficie original del suelo (20).
16	Pérdida	Volumen limitado por el escarpe principal (2), la masa removida (17), y la superficie original del suelo (20).
17	Masa removida	Volumen de material desplazado que sobreyace la superficie de ruptura (10), pero subyace a la superficie de suelo original (20).
18	Acumulación	Volumen de material desplazado (13) que yace sobre la superficie original del suelo (20).
19	Flancos	Material no desplazado adyacente a los lados de la superficie de ruptura; para describir los flancos se prefiere usar las direcciones dadas por la brújula, pero si se describen como izquierdo y derecho se refieren a su ubicación vista desde la corona.
20	Superficie original	Superficie de la ladera que existía antes de que ocurriera la remoción.

3.2.2 Dimensiones

Una vez estandarizada la nomenclatura, la Comisión de Remociones en Masa de la IAEG (1990) generalizó las características geométricas más importantes de las remociones.

Los segmentos propuestos son de gran utilidad para realizar el análisis morfométrico de los depósitos, el cual tiene como uno de sus objetivos principales la determinación del volumen del material desplazado. Debido a la dilatación que sufre el material una vez que se remueve, dicho volumen suele ser mayor que el original. La Figura 3-3 muestra el esquema de los segmentos geométricos, y la Tabla 3-2 detalla sus definiciones.

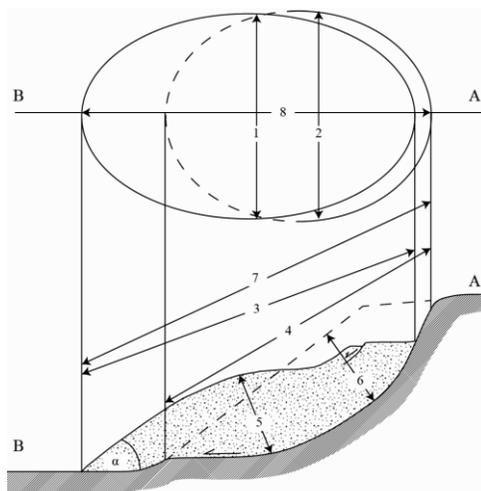


Figura 3-3. Dibujo esquemático de los segmentos geométricos propuestos por la IAEG (1990). Cada número corresponde a un segmento, y sus respectivas definiciones se detallan en la Tabla 3-2. Extraído de Farías (2012).

Tabla 3-2. Definiciones de los segmentos geométricos de la Figura 3-3. Modificado de Farías (2012).

Nº	NOMBRE	DEFINICIÓN
1	Ancho de la masa desplazada (W_d)	Máximo ancho de la masa desplazada, perpendicular al largo L_d .
2	Ancho de la superficie de ruptura (W_r)	Máximo ancho entre los flancos del deslizamiento, perpendicular al largo L_r .
3	Largo de la masa desplazada (L_d)	Mínima distancia desde el tip al top.
4	Largo de la superficie de ruptura (L_r)	Mínima distancia desde el pie de la superficie de ruptura hasta la corona.
5	Profundidad de la masa desplazada (D_d)	Máxima profundidad del material desplazado, perpendicular al plano que contiene W_d y L_d .
6	Profundidad de la superficie de ruptura (D_r)	Máxima profundidad de la superficie de ruptura bajo la superficie de tierra original, medida perpendicular al plano que contiene W_r y L_r .
7	Largo total (L)	Mínima distancia desde el tip del deslizamiento hasta la corona. También se le conoce como <i>runout</i> .
8	Largo de la línea del centro de la elipse (L_{cl})	Distancia desde la corona hasta el tip del deslizamiento, a través de puntos en la superficie de tierra original, equidistantes desde los márgenes laterales de la superficie de ruptura y el material desplazado.

Adicionalmente, los parámetros de altura (diferencia de elevación entre la corona y el *top*) y ángulo de viaje (ángulo formado entre los segmentos que contienen a “L” y a “H”), suelen ser considerados en los análisis geométricos de los depósitos. Tales valores se esquematizan en la Figura 3-4.

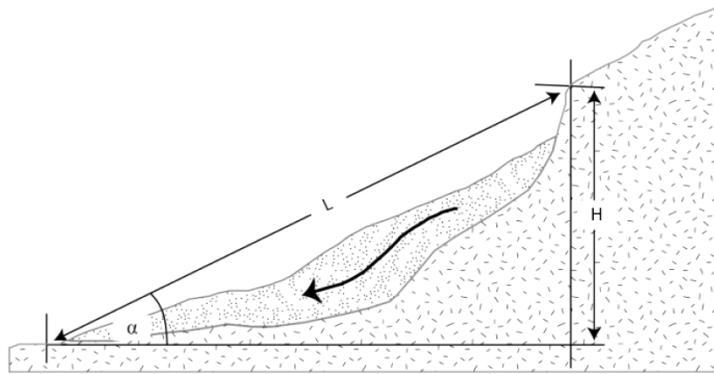


Figura 3-4. Esquema del ángulo de viaje (α), altura (H) y *runout* (L) en una remoción en masa. Extraído de Farías (2012).

El modelo para el cálculo del volumen de una remoción, idealiza la morfología del material, antes de movilizarse, como un elipsoide cuyos ejes estarían dados por $W_r/2$, $L_r/2$ y D_r (Figura 3-5). En general, el volumen de un elipsoide de ejes a, b y c es $V = 4/3 \pi abc$. Esto implica que un semi elipsoide tiene por volumen $V_{semi} = 4/6 \pi abc$. Considerando los ejes de la elipse como $W_r/2$, $L_r/2$ y D_r , es posible estimar el volumen del material antes de ser removido (Figura 3-5).

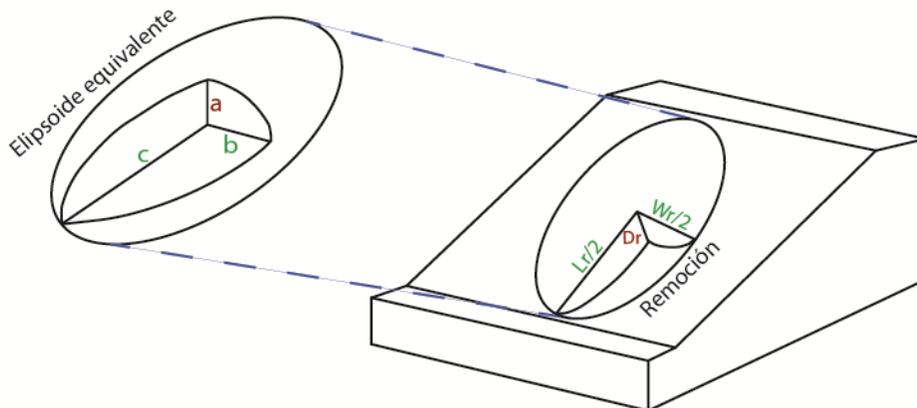


Figura 3-5. Estimación del volumen de una remoción, asumiendo la forma de una semi elipsoide. Modificado de Cruden y Varnes, 1996.

Para el caso del semi elipsoide de la Figura 3-5, el volumen previo a la remoción quedaría expresado como $V_r = 4/6 \pi D_r W_r/2 L_r/2$, lo que da un total de $V_r = 1/6 \pi D_r W_r L_r$.

Sin embargo, como se mencionaba anteriormente, el material se dilata una vez que se moviliza, por lo que resulta más representativo considerar las dimensiones del material una vez que ya ha sido depositado, en vez de las dimensiones del material previo al

desencadenamiento de la remoción. Tomando esto en consideración, el cálculo del volumen removido se aproxima a una semi elipsoide, cuyos ejes serían D_d , W_d y L_d (que corresponden a parámetros del depósito. Estos parámetros están definidos en la Tabla 3-2), lo que arroja un volumen $V_d = 1/6 \pi D_d W_d L_d$.

Por último, la “movilidad” de las remociones en masa (vale decir, la propensión a descender ladera abajo y no quedarse varadas) se ha vinculado a la magnitud de la razón H/L (a menor razón H/L, mayor movilidad). En términos estadísticos, se ha reportado que este valor decrece en la medida en que el volumen aumenta (es decir, a mayor volumen, menor H/L y, por tanto, mayor movilidad).

3.3 PROCEDIMIENTO PARA EL MAPEO Y EL CÁLCULO DE VOLÚMENES

La delimitación inicial de las remociones se realizó con las imágenes satelitales y herramientas de *Google Earth*. Posteriormente, manipulando las mismas imágenes satelitales, se confeccionaron los mapas geomorfológicos con el programa *ArcGis*.

En términos generales, el procedimiento que se llevó a cabo para el cálculo de los volúmenes de las remociones, estuvo basado íntegramente en el trabajo de Farías (2012). Dicho procedimiento, para este estudio, se separó en cuatro etapas:

- i) una vez que ya estuvieron realizados los mapas geomorfológicos, se redibujaron los polígonos de los cuerpos removidos, puesto que, en los mapas, existen unidades ubicadas sobre las remociones (como son algunos “depósitos coluviales” y “depósitos lacustres”), reduciendo el tamaño real de las remociones.
- ii) Se midió con *Arcgis* la distancia W_d (líneas punteadas rojas en la Figura 3-6).
- iii) En *Arcgis*, se trazaron los perfiles longitudinales que van desde el escarpe principal hasta el *tip* (líneas negras en la Figura 3-6) en cada una de las remociones.
- iv) Se extrajo la información topográfica de dichos perfiles (mediante la incorporación de un DEM), para luego trabajar con el programa *Slide*, y así obtener el resto de los parámetros morfométricos (L , L_d , D_d , H y ángulo de viaje. Figura 3-7). El área de los cuerpos removidos se obtuvo directamente desde *Arcgis*, utilizando los polígonos redibujados.

El programa *Slide*, una vez que se le ha incorporado el perfil topográfico mediante una serie de datos XY, permite trazar la superficie de ruptura estimada de una remoción en masa (línea verde de la Figura 3-7). Dentro de los límites de la remoción (flechas verdes de la Figura 3-7), el usuario incorpora tres puntos por los cuales pasará la superficie de ruptura. Posteriormente, el programa ofrece una serie de posibles superficies circulares, ante lo cual el usuario define aquel círculo que representará la superficie real. Una vez trazada esta superficie, el programa ofrece herramientas para medir ángulos y distancias.

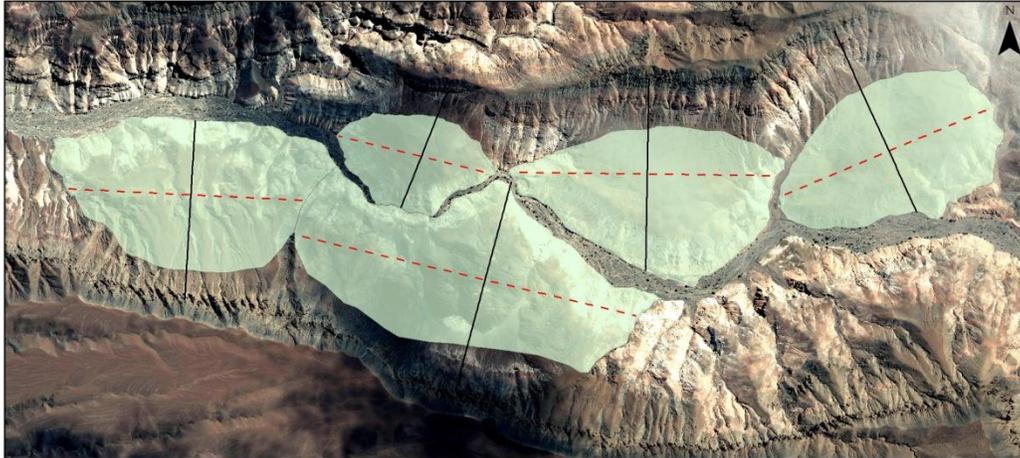


Figura 3-6. Ejemplo de la obtención de los perfiles longitudinales (líneas negras) y de W_d (líneas punteadas rojas) de las remociones. Imagen satelital modificada de Google Earth.

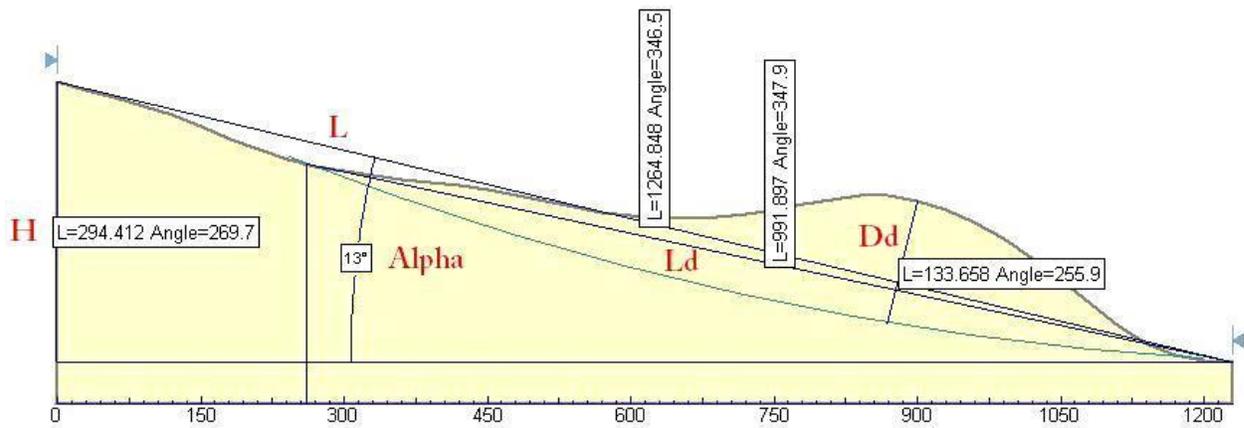


Figura 3-7. Modelación de la superficie de ruptura (línea verde) y obtención de los parámetros morfométricos (letras rojas) a partir del programa Slide (ver texto).

Con los parámetros W_d , L_d y D_d , se calcula el volumen de la remoción. Para aquellos depósitos de remociones en los que, debido a su morfología, no fue evidente el lugar donde se debían trazar los perfiles longitudinales y los tramos correspondientes a W_d , se confeccionaron dos escenarios posibles, y luego se promediaron los resultados.

4. LEVANTAMIENTO GEOMORFOLÓGICO

A continuación se presentan los sectores en los que fue dividida la zona de estudio, los 2 mapas geomorfológicos que fueron confeccionados y se detalla la descripción las unidades geomorfológicas presentes en ellos. En los capítulos 5 y 6 se lleva a cabo el análisis geomorfológico de esta información y las discusiones, respectivamente.

4.1 DEFINICIÓN DE ZONAS Y MAPAS GEOMORFOLÓGICOS

La definición de zonas se realizó tomando en consideración las categorías de remociones propuestas por Farías (2012) para la región de Camiña (ver sección 2.8.4 para la definición de estas categorías).

A diferencia de esa región, en la quebrada de Aroma solo se reportan 2 de los 3 dominios, a saber: remociones de quebrada y remociones estructurales (vale decir, no se observaron remociones retrabajadas). Sin embargo, en este estudio se propone un cambio en la nomenclatura: a las remociones estructurales se las redefine como “remociones frontales” (ver discusión en sección 6.5).

La distribución de los 2 dominios presentes en la zona de estudio se marca nítidamente en dirección E-W: casi la totalidad de las remociones de quebrada se ubican en el sector occidental, entre las flexuras Calacala y Aroma, y todas las remociones frontales, por su parte, se ubican al oriente, entre la flexura Soga y los Cerros de Sotoca (Figura 4-1).

Debido a lo señalado en el párrafo anterior, fueron definidos dos sectores de estudio, ambos ubicados al interior de la cuenca de Aroma. En cada uno de estos sectores se confeccionó un mapa geomorfológico de remociones en masa. Las zonas de estudio quedaron definidas del siguiente modo:

- Zona o sector occidental: entre las flexuras Calacala y Aroma
- Zona o sector oriental: entre la flexura Soga y las faldas de los Cerros de Sotoca.

Se denominan mapa occidental y oriental a los mapas ubicados en cada una de las zonas anteriores, respectivamente (Figura 4-1).

Inicialmente, para el sector oriental, este trabajo consideraba solo el mapeo de las 2 remociones en masa más grandes (las que corresponden a los deslizamientos de Chiapa y Sotoca, definidos por Farías (2003)). Sin embargo, en los bordes de tales remociones, se reportaron 2 volúmenes de roca más pequeños, los cuales fueron clasificados como unidades aparte. Es importante destacar que estas 4 remociones no son las únicas remociones en masa que existen en la cuenca de la quebrada de Aroma. Fuera del área mapeada, se cuentan al menos otras 5 remociones, las que bien podrían haber sido incluidas en el mapeo, pero que no fueron incorporadas por la necesidad de acotar la zona de trabajo.

Cabe señalar que la distinción entre remociones de quebrada y frontales, no implica necesariamente un tipo de movimiento (avalancha, deslizamiento, flujo, etc.) ni de material (suelo o roca). Sin embargo, casi la totalidad de las remociones frontales observadas en la

cuenca de Aroma, así como también las que se observan en los alrededores, parecen ser avalanchas de roca. Por su parte, las remociones de quebrada colectan distintos tipos de remociones: deslizamientos rotacionales de roca (*slumps*), deslizamientos compuestos de roca y avalanchas de roca. Se observan también algunos sectores de caídas de roca, pero que son marginales en comparación a los otros tipos de depósitos de remociones.

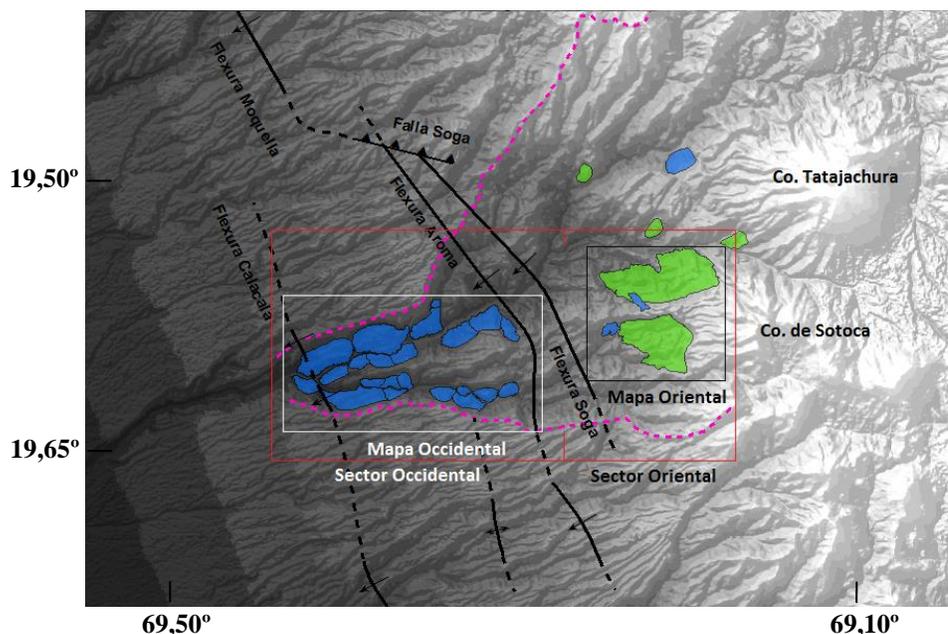
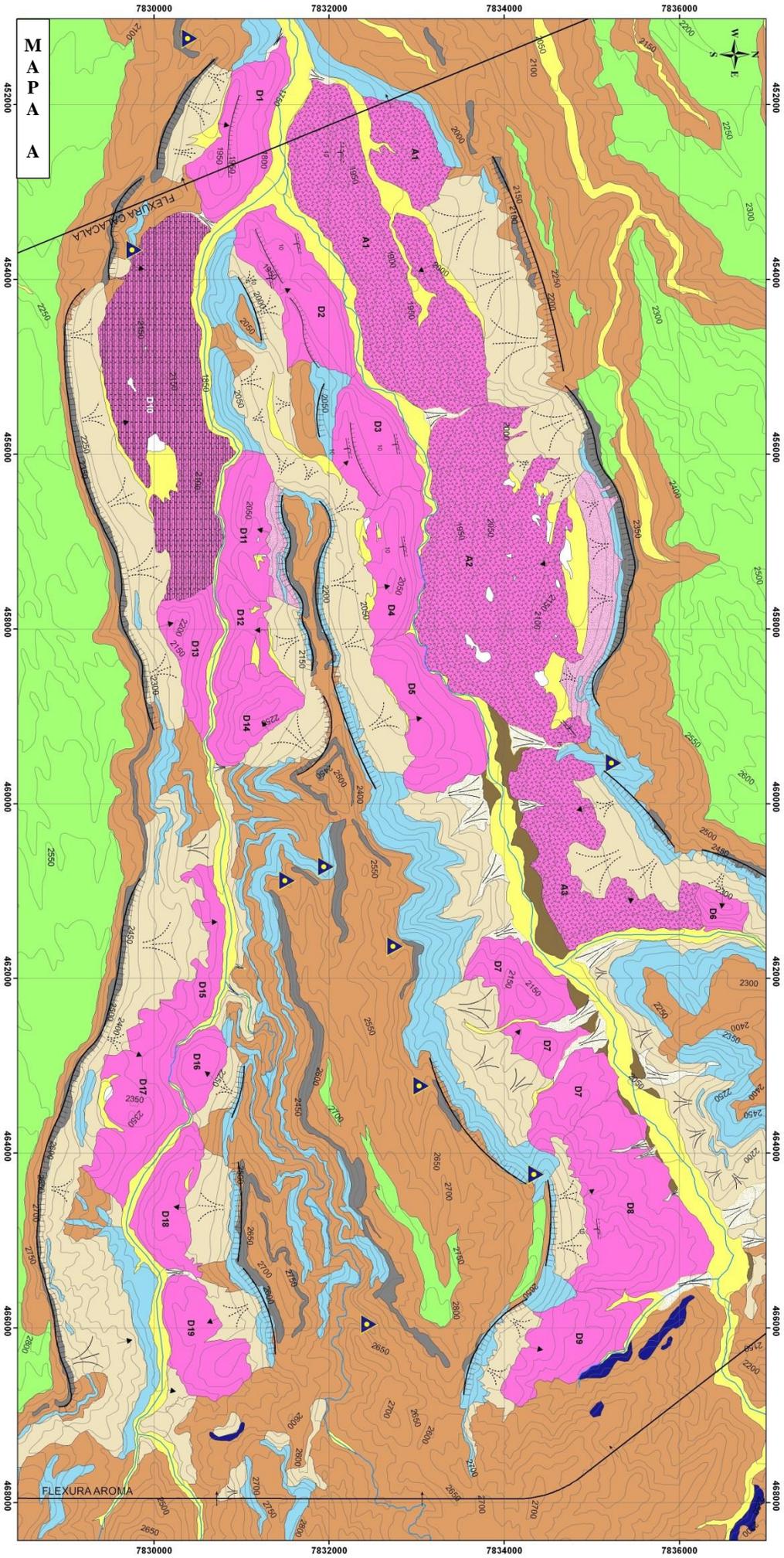
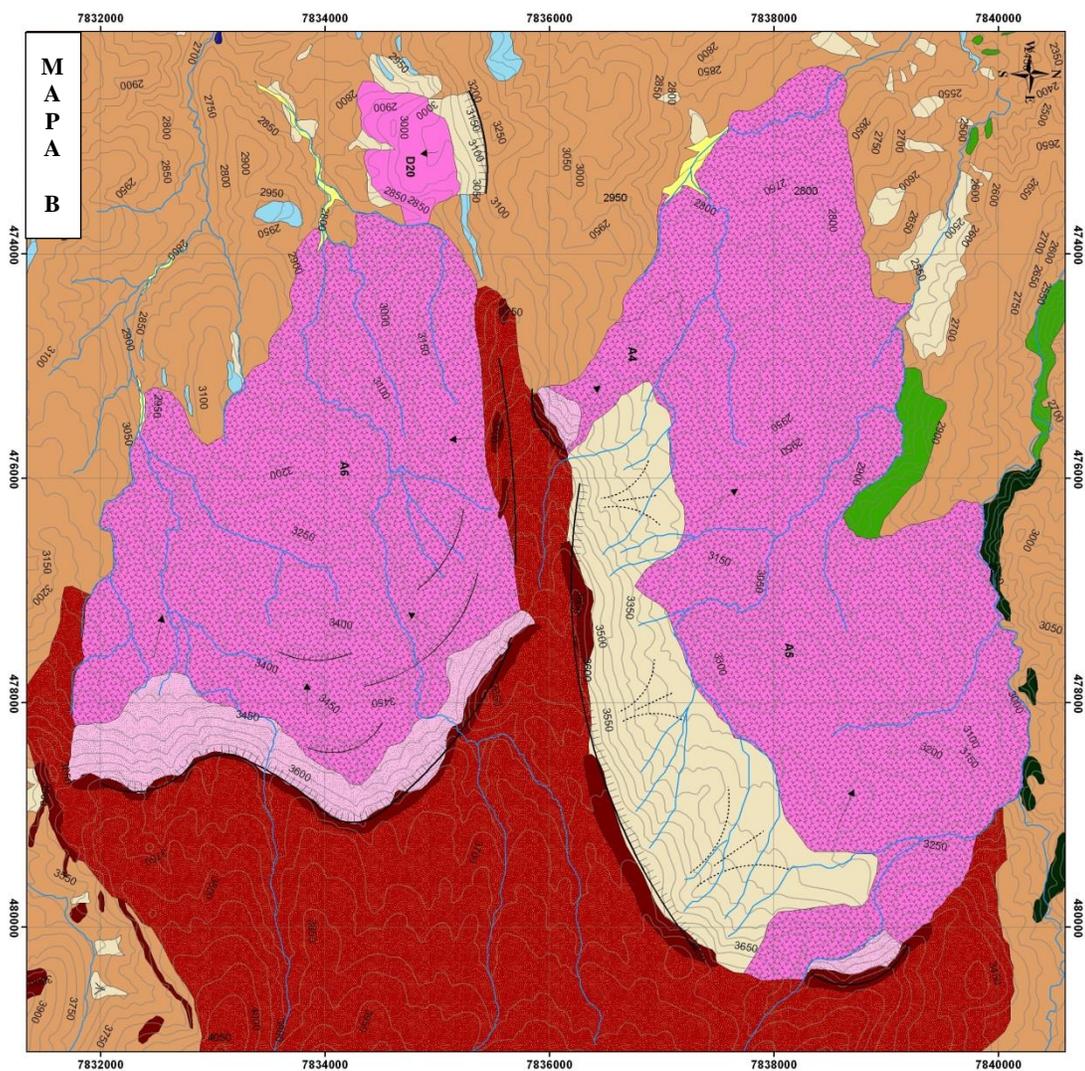


Figura 4-1. Segmentación de la zona de estudio (rectángulos rojos), con la ubicación de los mapas geomorfológicos (rectángulos de líneas punteadas blancas y negras). Se muestra la distribución de remociones de quebrada (azules) y frontales (verdes), la delimitación de la cuenca de la quebrada de Aroma (línea punteada lila) y las estructuras (líneas sólidas negras).

En la Figura 4-1 se distinguen 30 remociones en masa: 25 remociones de quebrada y 5 remociones frontales. De los 30 ejemplares identificados, solo 26 quedaron incluidos en los dos mapas geomorfológicos (24 remociones de quebrada y 2 frontales). Por lo tanto, para el análisis morfométrico (sección 5.2.2), se habla del “total de remociones” haciendo referencia exclusivamente a estos 26 ejemplares.

La figura 4-2 muestra los mapas occidental y oriental, con una leyenda resumen común para ambos. Las unidades geomorfológicas de los mapas se describen con detalle en el texto. Adicionalmente, como anexo externo, se incorporan estos dos mapas impresos a escala 1:25.000.





LEYENDA

- | | |
|--|---|
| <p>FORMAS Y DEPÓSITOS</p> <ul style="list-style-type: none"> Planicies aluviales y depósitos fluviales indiferenciados (Pa) Abanicos aluviales (Aa) Manto coluvial (Mc) Depósitos coluviales (Dc) Depósitos lacustres (DI) Terrazas fluvio - aluviales (Tfa) Depósitos de los Cerros de Sotoca (CS) Pediplano (Pp) <p>Depósitos de Remociones en Masa</p> <ul style="list-style-type: none"> Caídas de roca (Cr) Deslizamientos rotacionales de roca o "slumps" (Dr) Deslizamientos compuestos de roca (Dcomp) Deslizamientos de roca - avalanchas de roca (Ar) <p>DRENAJE</p> <ul style="list-style-type: none"> Ríos y quebradas Morfología de Ground Water Sapping | <p>UNIDADES DE LADERA ROCOSA</p> <ul style="list-style-type: none"> Lavas de Sotoca (Mioceno superior) Formación El Diablo (Mioceno medio - superior) Formación Altos de Pica (Oligoceno superior - Mioceno medio) Formación Chusmisa (Jurásico Superior - Cretácico Inferior) Formación Quebrada Coscaya (Sinemuriano - Oxfordiano) Formación Quebrada Aroma (Devónico Superior - Carbonífero Superior) <p>ELEMENTOS MORFOESTRUCTURALES</p> <ul style="list-style-type: none"> Escarpes Escarpes interiores Dirección de movimiento Flexura Rumbo y manto de estratos, en bloques dentro de una remoción <p>RELIEVE</p> <ul style="list-style-type: none"> DEM: ASTER Digital Elevation Model Proyección: UTM. Datum WGS84 Curvas de nivel cada 50 m |
|--|---|

FUENTES

Farias, M. (2003). Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19° 25'S - 19° 45'S, thesis, Dep. de Geol., Univ. de Chile, Santiago.

Farias, M, et al., (2005) Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S).

Figura 4-2. Mapas geomorfológicos de la zona de estudio. A: mapa occidental. B: mapa oriental. La leyenda es común para ambos mapas.

4.2 DEPÓSITOS DE REMOCIONES EN MASA

4.2.1 Depósitos de remoción en masa por caídas de roca (Cr)

Corresponde a depósitos no consolidados que se ubican a los pies de las laderas verticales o de alta pendiente. Se acumulan producto del desprendimiento del material de las laderas circundantes, y sobre ellos no ha tenido un efecto preponderante la removilización de sus sedimentos. Tienden a generar morfologías de cono y generalmente son depósitos matriz soportado, con un alto porcentaje de matriz (arena fina a gravilla), menor porcentaje de clastos gruesos (grava a ripio de bloques) y esporádicamente bloques de hasta 3 m de diámetro (característica que los determina como depósitos de muy mala selección). Sus clastos suelen ser angulosos a sub redondeados y de esfericidad baja (Figura 4-3).



Figura 4-3. Depósitos de remoción en masa por caídas de roca, a los pies del escarpe de la remoción A2. Se observa la típica morfología de cono delimitada por las líneas azules.

Los mapas geomorfológicos solo reportan 3 depósitos de esta unidad, los que, en total, cubren un área muy reducida en comparación a las áreas cubiertas por los otros depósitos de remociones en masa.

4.2.2 Depósitos de remociones en masa por deslizamientos rotacionales de roca (*Slumps*) (Dr)

Estos depósitos poseen una mayor extensión de área y volumen que los anteriores. En el mapa occidental se ubican a lo largo de las dos quebradas principales (de Aroma y Sotoca): en la de Aroma, existen afloramientos solo en el flanco sur; en la de Sotoca, en los flancos sur y norte. Además, una remoción estructural (D20), fue clasificada como *slump* (ver mapa oriental).

Están constituidos por bloques que pueden alcanzar hasta 1 km de largo, inmersos en una matriz de clastos más pequeños, los que van desde bolones de algunos pocos metros hasta arena fina, constituyendo un depósito de muy mala selección. Los bloques mayores suelen presentarse levemente rotados respecto a la estratigrafía que los rodea (la marca de esta rotación se explicita en el mapa con un símbolo similar a un dato estructural,

aprovechando el hecho de que los estratos in situ se disponen de modo aproximadamente horizontal. Lo anterior significa que manteo de un bloque removido corresponde al ángulo de rotación producto del deslizamiento). Estos bloques mayores pueden verse fuertemente fragmentados, debido a que el movimiento suele estar acompañado de fuertes esfuerzos diferenciales, así como también pueden mantener su calidad geotécnica bien conservada, en cuyo caso se deduce que el traslado no implicó esfuerzos suficientes para fracturar y/o deformar los bloques.

Todas estas remociones están cubiertas por una topografía tipo *hummocky*, y las remociones D4, D10, D11 y D17 poseen sobre ellas depósitos lacustres, lo que es un indicio del bloqueo de la red de drenaje debido al desencadenamiento de las remociones. Es muy común observar espesas capas de depósitos coluviales sobre ellas (ver sección 4.6).

En general, los escarpes suelen tener pendientes altas, incluso verticales, a partir de las cuales se desprende material que va formando el relleno de depósitos coluviales antes mencionado. Este relleno colmata gradualmente el espacio que existe entre el escarpe y la remoción, incluso siendo posible que parte importante del escarpe deje de estar expuesto. Algunas de estas remociones, además de los escarpes principales, muestran escarpes internos o menores (son el caso de las remociones D1, D2 y D3).

Las figuras 4-4, 4-5 y 4-6 muestran ejemplos de *slumps* de la quebrada de Aroma (D1, D4, D5 y D8).

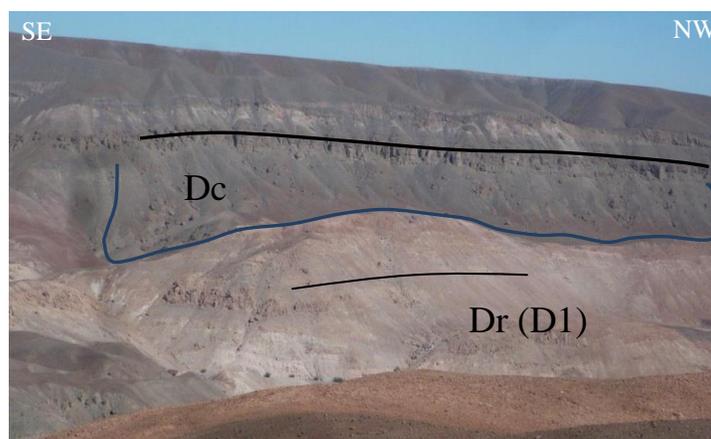


Figura 4-4. Slump de la quebrada de Aroma (D1). Se observa su escarpe principal (línea negra gruesa), un escarpe interior (línea negra delgada), depósitos coluviales (dentro de la línea azul) y el depósito de la remoción (superficie color café claro).

En la quebrada de Aroma, se observó directamente que estos depósitos alcanzan el fondo de la quebrada, siendo cubiertos en sus pies por los depósitos de relleno del valle principal (planicies aluviales). Este dato es relevante para poder establecer cronologías respecto a la formación de la quebrada y el desencadenamiento de las remociones (ver sección 6.1).

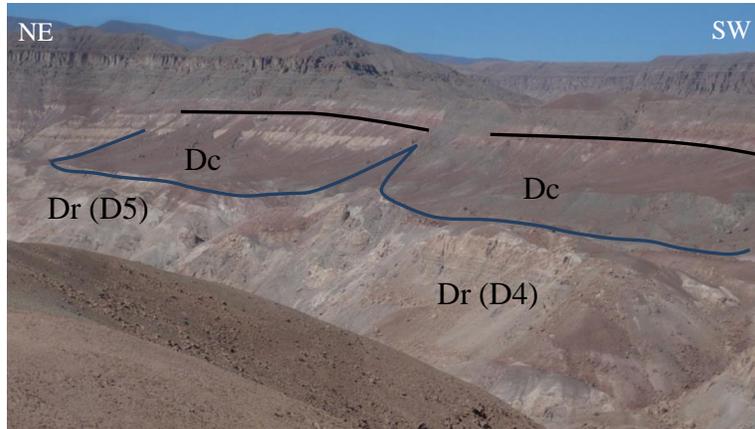


Figura 4-5. *Slumps* de la quebrada de Aroma (D4 y D5). Se observa la topografía tipo hummocky y se aprecian bloques deslizados de varias centenas de metros. También se destacan los escarpes (líneas negras) y los depósitos coluviales sobre las remociones (dentro de las líneas azules). La superficie del volumen removido es de color café claro-rojiza.

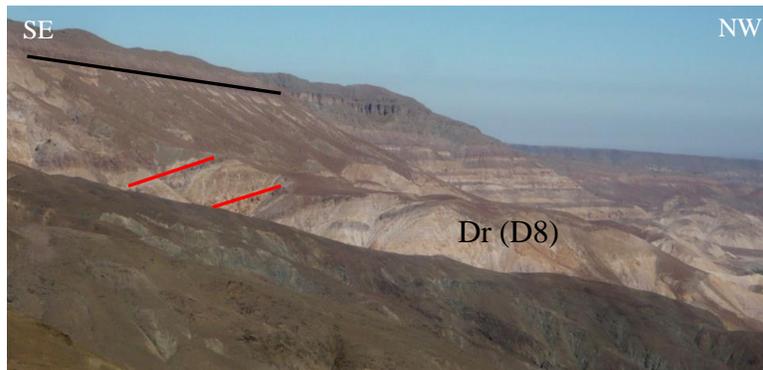


Figura 4-6. *Slump* de la quebrada de Aroma (D8). Se observan los estratos levemente inclinados (líneas rojas), manteando $\sim 10^\circ$ hacia el escarpe (línea negra). También se observan depósitos coluviales sobre la remoción.

4.2.3 Depósitos de remociones en masa por deslizamientos compuestos de roca (Dcomp)

En toda la zona de estudio existe solo un depósito que podría clasificarse como deslizamiento compuesto de roca. Corresponde a un bloque de 4 km de largo por 1 km de ancho, que se ubica en el flanco sur de la quebrada de Sotoca, en el extremo occidental de la misma (D10). La dificultad para describir y clasificar este afloramiento, nace del hecho de que no es totalmente claro si se trata de un bloque in situ, o si es producto de una remoción en masa. El análisis de este asunto es desarrollado en la sección 5.1.

El bloque muestra una continuidad estratigráfica clara con los bloques in situ que lo rodean. Sin embargo, sobre él se desarrolla una marcada topografía tipo hummocky, depósitos lacustres, depósitos coluviales y una pared vertical trasera que bien podría corresponder a su escarpe.

En caso de ser efectivamente una remoción, la superficie posiblemente corresponde a una falla lítrica que rápidamente se vuelve horizontal (aprovechando tal vez algún

contraste entre dos estratos de distintas litologías), generando un movimiento principalmente lateral, con escaso movimiento vertical. Junto con las avalanchas de roca A1 y A2, corresponde a una de las remociones más grandes presentes en la zona occidental.

Sobre este bloque, se ha desarrollado abundante material fino, desde arena media a bolones de hasta 2 m de diámetro, correspondiendo a un depósito de muy mala selección.

En la Figura 4-7 se aprecia el frente del bloque (su extremo occidental), el cual presenta una removilización local y superficial de sus estratos (líneas rojas).

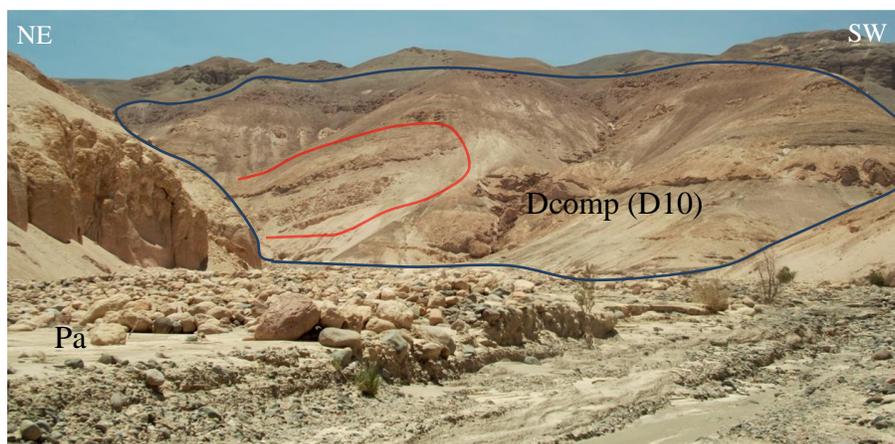


Figura 4-7. Remoción D10. Se observa el bloque con sus rasgos estratigráficos primarios bien preservados, e indicios de remociones locales sobre él (en rojo). En la foto no se alcanza a captar la remoción completa, ni el escarpe. Foto capturada en la intersección de las quebradas de Aroma y Sotoca, mirando al SE.

4.2.4 Depósitos de remociones en masa por avalanchas de roca (Ar)

Corresponden a depósitos de remociones en masa que se inician como deslizamientos de roca, y que tienen la energía y el espacio suficiente para adoptar un mecanismo de transporte tipo flujo. Las 3 avalanchas de roca del sector occidental (A1, A2 y A3) se ubican solo a lo largo del flanco norte de la quebrada de Aroma. En estas remociones fluyen bloques de hasta 1 km de largo, inmersos en una matriz de sedimentos más finos que varían entre bolones de algunos metros hasta arena fina. La diferencia con los depósitos de remociones en masa por deslizamiento, radica en que, en este caso, el depósito corresponde a una mezcla más caótica del material, y algunos de los bloques mayores pierden considerablemente sus rasgos estratigráficos y geotécnicos originales. Los bloques de roca presentan estructuras perturbadas e incluso desintegradas. Sin embargo, producto de la naturaleza caótica del flujo, también se observan bloques de algunos cientos de metros que conservan intactas sus propiedades estratigráfica y mecánicas originales (Figura 4-8).

En general, poseen una topografía muy irregular (tipo *hummocky*) (Figura 4-9), y es habitual encontrar depósitos lacustres sobre ellos, probablemente producto del bloqueo del drenaje superficial. A simple vista, se observa que este tipo de depósitos poseen dimensiones más grandes que las remociones en masa por deslizamientos de roca.



Figura 4-8. Pie de la remoción A1. Ambos bloques están separados por 100 m. Se observa el bloque de la izquierda fuertemente fracturado, mientras que el bloque de la derecha muestra una buena calidad geotécnica (expresado en la notable preservación de sus rasgos estratigráficos originales).

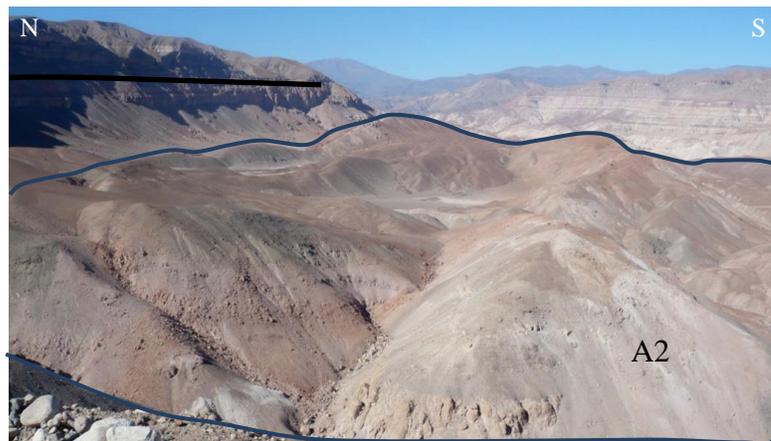


Figura 4-9. Vista panorámica de la remoción A2. Se observa la topografía tipo *hummocky*, depósitos lacustres (manchas blancas-parduzcas al centro de la remoción), y se aprecia la ausencia de depósitos coluviales bien desarrollados en los pies del escarpe (línea negra). Desde donde se tomó la fotografía, hasta el punto más alejado del escarpe (línea negra), hay ~ 4 km de distancia.

Mediante foto interpretación, y considerando el mecanismo de transporte de este tipo de remociones, se asume que el material se desplaza siguiendo la geometría lítrica de la superficie de ruptura, pero que luego se “desencauza” de ella, fluyendo superficialmente por grandes tramos. Esto fue tomado en consideración al momento de estimar la elipse de volumen que representa espacialmente a estos depósitos, generando una superficie de ruptura que se ajustara lo más posible a esta geometría.

Se observó en terreno que estos depósitos, al igual que el resto de las remociones de quebrada, también alcanzan el fondo del valle.

Las avalanchas de roca ubicadas en la zona oriental (A4, A5 y A6), comparten el mismo mecanismo de generación que las remociones recién descrita, con la salvedad de que suelen ser de mayor tamaño, y el material removido muestra una mayor brechización.

En ellas se observan bloques de hasta algunas decenas de metros, y los sedimentos finos que la componen llegan hasta tamaño limo.

Dado que la pendiente regional en esta zona es más abrupta que la ubicada entre las flexuras de Aroma y Calacala, el material tiene más facilidad para transportarse largas distancias, convirtiéndolas en los ejemplares de mayores dimensiones de toda el área de estudio.

Los escarpes de las remociones A5 y A6 presentan una morfología de semi luna y, en comparación, el escarpe de la remoción A6 se ve mejor expuesto que el escarpe de la remoción A5, en la cual se han desarrollado mejor los depósitos coluviales; en esta remoción A5, adicionalmente, se observa una topografía mucho más suave que en A6. Por su parte, la remoción A6 (Figura 4-10) posee escarpes internos bien preservados, lo que podría indicar un menor tiempo de exposición a la erosión respecto a A5 y, por lo tanto, una menor edad.

La remoción A4 se ubica en el extremo occidental de la remoción A5. Su morfología alargada y encauzada sugiere que corresponde a una avalancha de roca similar a un flujo de detritos, y su ubicación (está prácticamente sobre A5) indica que corresponde a una reactivación local de esta.



Figura 4-10. Panorámica de la remoción A6 (deslizamiento de Sotoca). Se observa el abrupto escarpe en semi luna, justo frente al fotógrafo, y la topografía tipo hummocky en la superficie de la remoción (delimitada por la línea azul).

En adelante, a este tipo de remociones se les denominará como “avalanchas de roca” o “avalanchas” indistintamente; a los deslizamientos rotacionales de roca se les designará como deslizamientos rotacionales o bien como *slumps*.

A continuación se describen el resto de las unidades geomorfológicas presentes en los mapas.

4.3 PLANICIES ALUVIALES Y DEPÓSITOS FLUVIALES INDIFERENCIADOS (Pa)

Corresponden a depósitos de sedimentos no consolidados que rellenan el fondo de las quebradas principales del sector occidental (quebradas de Aroma y Sotoca), algunas quebradas laterales, así como también se encuentran sobre 4 remociones en masa (A1, A2, D10 y D17); forman planos alargados de bajo ángulo. En las quebradas principales, se disponen con pendientes menores a 3°, y en las quebradas laterales no superan los 10°. Hacia el oriente, en la medida en que las pendientes de los cursos de los ríos van haciéndose cada vez más pronunciadas, esta unidad va disminuyendo su extensión, hasta

desaparecer. En la zona oriental, aflora solo escasamente en el borde de la remoción A5.

Sin embargo, aguas arriba por la quebrada de Aroma, bordeando el Cerro Tatajachura, estas planicies vuelven a aparecer, lo que está en buena correlación con la disminución de la pendiente del cauce del río hacia el oriente (segmento superior al *knickzone*). Esta zona en particular no está contenida en los mapas geomorfológicos.

Su granulometría es variable, desde arena fina a bloques de hasta 2 m, presentando un variado conjunto de facies sedimentarias típicas de depósitos de barras (gradación normal e inversa, estratificación cruzada y horizontal, lentes de sedimentos gruesos y finos, así como también facies caóticas donde el material aparece desordenado. Figura 4.11)

Composicionalmente, los clastos contenidos en esta unidad corresponden a todas las unidades geológicas que afloran en la cuenca de la quebrada de Aroma. En general, sus clastos son redondeados a sub redondeados, de esfericidad media a alta, y presenta tanto dominios matriz soportados como también clasto soportados.

En comparación, esta unidad está más desarrollada en la quebrada de Aroma que en la quebrada de Sotoca. En la primera, es posible separar la unidad en dos zonas: entre la flexura Calacala y la remoción A2, los depósitos poseen una extensión de lado a lado de la quebrada de 200 m en promedio; a lo largo del pie de las remociones A2, D4 y D5, la extensión de los depósitos se reduce, hasta llegar a desaparecer; hacia el este de la remoción D5, la quebrada vuelve a abrirse, y los depósitos toman un promedio de 250 m de lado a lado, alcanzando un máximo de 450 m frente a la parte oriental de la remoción D8. Por su parte, los depósitos de la quebrada de Sotoca poseen una extensión promedio de lado a lado de 100 m, con un máximo de 200 m, y a los pies de las remociones D16 y D17, la unidad se estrecha hasta desaparecer, para abrirse nuevamente aguas arriba. El espesor de estos depósitos es desconocido.

El contacto entre esta unidad y las remociones en masa es angular, indicando que su depósito ocurrió después del desencadenamiento de las remociones.

Las características sedimentarias y morfológicas de la unidad, sugieren un ambiente de depósito de ríos trenzados, donde la presencia de barras es común, así como también los depósitos correspondientes a flujos con distintas energías de transporte de material.



Figura 4-11. Perfil de una planicie aluvial en la quebrada de Aroma, en las cercanías de la flexura Calacala. Se observan sedimentos finos (tamaño arena fina) con lentes de sedimentos más gruesos (grava gruesa a gravilla).

4.4 ABANICOS ALUVIALES (Aa)

Corresponden a depósitos alargados longitudinalmente, con morfología de abanico, que descienden desde las quebradas laterales hacia las principales. En la quebrada de Sotoca, entre las flexuras Calacala y Aroma, la distribución espacial de los abanicos es relativamente homogénea; a lo largo de esta misma quebrada, hacia el este de la flexura Aroma, no se observan más unidades. En la quebrada de Aroma, existe una distribución espacial más heterogénea: entre la flexura Calacala y la remoción A2, la frecuencia es similar a la de la quebrada de Sotoca; pero entre la remoción A2 y la flexura Aroma, se observa un aumento significativo en la frecuencia de abanicos aluviales, la cual comienzan a disminuir aguas arriba, hasta desaparecer. En el sector oriental no hay desarrollo de abanicos aluviales mapeables a esta escala.

Se observa que esta unidad es cortada por los depósitos de los cauces principales (planicies aluviales de las quebradas de Aroma y Sotoca, Figura 4-12). Está constituida por sedimentos no consolidados, cuya granulometría varía entre arena fina y bloques de hasta 3 m de diámetro. Generalmente es matriz soportado, y sus clastos son sub angulosos a sub redondeados. Tienen muy mala selección y composicionalmente dependen del material transportado a partir de las laderas más cercanas (la roca expuesta de donde se suministran estos sedimentos suele estar a menos de 1 km de distancia del depósito).

La cercanía a la fuente del material, explicaría el hecho de que la madurez textural sea menor a la que se observa en las planicies aluviales de las quebradas principales, en cuyo caso la distancia y el tiempo de transporte de los sedimentos ha sido mayor. Los clastos más grandes del depósito (entre 1,5 y 3 m de diámetro) bien podrían deberse a caídas de rocas que se desprenden de las paredes cercanas. La mala selección del depósito y su distribución espacial, sugiere que estos depósitos son producto de flujos de barro o detritos de distintas energías, debido a eventos esporádicos de escorrentía de aguas, quedando depositados en los cambios de pendientes, al encontrarse una quebrada lateral con el cauce principal.

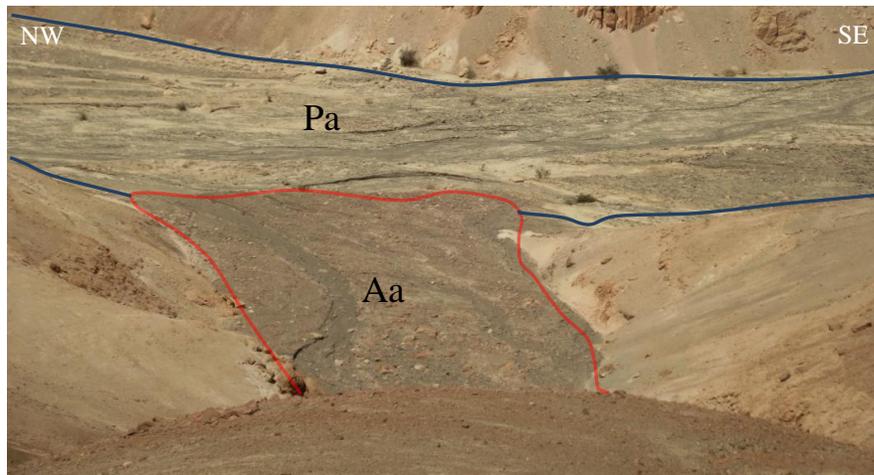


Figura 4-12. Abanico aluvial entre remociones D1 y D10, siendo cortado por los depósitos de la planicie aluvial de la quebrada de Sotoca.

4.5 MANTO COLUVIAL (Mc)

Depósitos no consolidados que recubren superficialmente (< 2 m de espesor, Figura 4-13) gran parte del área de estudio, ubicándose directamente sobre las laderas (tanto en quebradas como en cuchillas). En general, es un depósito matriz soportado (principalmente de arena fina a media) con clastos inmersos que varían desde gravilla a ripio, con menor porcentaje de bloques de hasta 0,5 m, y con muy escasos bloques mayores (hasta 3 m). Estos últimos probablemente corresponden a desprendimientos por caídas de roca a partir de las laderas cercanas.

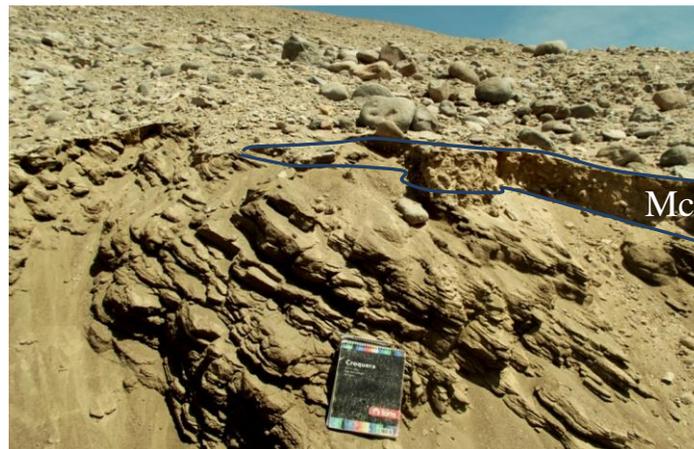


Figura 4-13. Estratificación cruzada de la Formación El Diablo (bajo la libreta de terreno), siendo recubierta por una capa somera de manto coluvial (< 30 cm, delimitada por líneas azules). La foto fue tomada en la ladera norte de la quebrada de Aroma, en el extremo occidental de la zona de estudio.

Esta unidad se interpreta como producto de la meteorización de las distintas formaciones que afloran en la zona, cuyo material sufre un transporte gravitacional reducido y el cual es depositado en las cercanías de la fuente. En el sector occidental, el manto coluvial se genera únicamente por la meteorización de las formaciones El Diablo y

Altos de Pica. La primera, tiende a generar depósitos con mayor cantidad de sedimentos finos, y sus clastos suelen ser más redondeados; la segunda (particularmente las ignimbritas), tiende a fragmentarse en bloques más grandes y angulosos que los clastos derivados de la meteorización de la Formación El Diablo, presentando una estructura in situ blocosa a muy blocosa (*blocky* a *very blocky*). De este modo, el manto coluvial depende de cuál es la formación que esté siendo degradada (Figura 4-14).



Figura 4-14. Meteorización de la Formación El Diablo (sedimentos finos sobre los niveles color café) en contraste con la meteorización de Altos de Pica (clastos más gruesos y angulosos sobre los niveles naranjos - rosáceos). Se observa que la roca in situ de Altos de Pica muestra una estructura que tiende a presentarse en bloques. Fotografía tomada en el extremo occidental de la zona de estudio, mirando hacia el flanco sur de la quebrada de Aroma.

En el mapa oriental, además de estas dos formaciones, la meteorización corresponde también a las formaciones Quebrada Aroma, Coscaya, Chusmisa y Lavas de Sotoca, y dado que las precipitaciones en el sector oriental son más abundantes, esta unidad tiende a estar mejor desarrollada respecto al sector occidental. No obstante, mantiene la característica de ser un depósito somero.

Cabe señalar que, superficialmente, suele observarse una mayor concentración de clastos gruesos en comparación con las zonas más profundas del depósito. Esto se interpreta como producto del desarrollo de un leve proceso de deflación, lo que genera el transporte selectivo de clastos finos, dejando en superficie solo los clastos de mayores tamaños.

4.6 DEPÓSITOS COLUVIALES (Dc)

Acumulación de sedimentos no consolidados de granulometría variable, desde arena fina a bloques de hasta 0,5 m, con escasos clastos mayores (hasta 3 m de diámetro). Se ubican en laderas y quebradas de alta pendiente, y suelen desarrollarse sobre las remociones en masa, a los pies del escarpe (figuras 4-15 y 4-16). En general, son depósitos matriz soportados, aunque también existen algunos ejemplares clasto soportados, en cuyo caso es posible observar niveles de clastos sub paralelos a la ladera. Los especímenes más grandes de toda el área de estudio (los coluvios que reposan sobre las remociones A1 y A5) poseen un espesor máximo que difícilmente supera los 50 m de profundidad. La extensión longitudinal de estos depósitos (medida ladera abajo) varía entre 100 y 1.300 m, y

lateralmente alcanzan hasta 3 km de ancho. Sobre esta unidad suele desarrollarse un drenaje superficial, cuyo registro queda como marcas de flujo que se observan en las imágenes satelitales y aéreas, y que en los mapas están ilustrados como líneas punteada. Es muy común que estos depósitos tengan morfología de cono.

La distribución espacial de esta unidad sugiere que su origen es producto del material que gradualmente se desprende desde las laderas expuestas (generalmente escarpes de remociones) y que es transportado hacia los pies de la misma, principalmente por gravedad y con menor influencia de flujos esporádicos de agua. En general, los depósitos coluviales de la zona son matriz soportado, sin embargo, a lo largo de su desarrollo, acontece un proceso de transporte selectivo de finos que tiende a genera depósitos clasto soportado, con una particular concentración de clastos gruesos en la superficie. La presencia de bloques mayores (hasta 3 m de diámetro), se interpretan como caídas de roca de las laderas adyacentes al depósito.



Figura 4-15. Depósitos coluviales sobre la remoción A1. Se observa un depósito clasto soportado, con clastos más gruesos en la superficie, y niveles de clastos con estratificación sub paralela a la ladera.

Dado que son el producto de la meteorización de la ladera expuesta, la composición de los clastos varía dependiendo de qué material es el que está siendo degradado y transportado. En el sector occidental, estos depósitos se componen de clastos de las formaciones Altos de Pica y El Diablo. Pero en el sector oriental, al igual que para el caso del manto coluvial, se agregan clastos de las formaciones Quebrada Aroma, Coscaya, Chusmisa y Lavas de Sotoca.

El hecho de que esta unidad suela presentarse sobre remociones en masa, la convierte en un indicador de edad relativa de las mismas: un mayor desarrollo de depósitos coluviales sobre una remoción, bien podría significar un mayor tiempo de acumulación y, por lo tanto, una mayor edad para ella. Así mismo, un depósito clasto soportado sugiere un mayor tiempo de exposición a los agentes erosivos que un depósito matriz soportado.

Ciertas zonas escarpadas muestran en sus pies una acumulación de sedimentos muy incipiente. En este estudio, esta acumulación naciente se ha clasificado como depósitos de caídas de roca. Un aspecto importante de los depósitos de caídas de roca, es el hecho de que

son la expresión inicial del proceso de difusión de ladera. Si este tipo de difusión transcurre de manera prolongada en el tiempo, la acumulación de detritos aumenta gradualmente, y comienza a desarrollarse en mayor grado el proceso de removilización del material producto de la inestabilidad por la geometría del depósito y por flujos esporádicos de agua. En este sentido, las caídas de roca y los depósitos coluviales son estados distintos de un mismo proceso, el cual comienza como depósitos de remoción en masa por caídas de roca, y con el tiempo deviene depósitos coluviales.



Figura 4-16. Se observan depósitos coluviales (Dc) y caídas de roca (al fondo del paisaje, extremo derecho de la foto) sobre la remoción A2, con la típica morfología de cono.

4.7 DEPÓSITOS LACUSTRES (Dl)

Corresponde a depósitos superficiales (< 5 m ?) de sedimentos finos no consolidados, de color blanco parduzco (Figura 4-17), con tamaños de clastos que varían entre limo y arena muy fina. Son depósitos de muy buena selección, aunque algunos exhiben esporádicamente bloques mayores (hasta 0,5 m), producto de caídas de rocas de los montículos que los rodean. Se ubican sobre algunas remociones en masa de la quebrada de Aroma (A2 y D4) y de la quebrada de Sotoca (D10, D11 y D17), no se desarrollan en el sector oriental. Su extensión lateral es reducida, varía desde unas pocas decenas de metros hasta 250 m como máximo.

La exclusividad de sedimentos finos sugiere un ambiente de muy baja energía, posiblemente lacustre; su ubicación espacial indica que son producto del bloqueo del drenaje superficial debido al depósito de las mismas remociones sobre las cuales están dispuestos.

Cabe señalar que estos depósitos suelen desarrollarse entre zonas de topografía tipo *hummocky*, la cual propicia el bloqueo de las redes de drenaje.



Figura 4-17. Depósitos lacustres (dentro de línea negra) sobre la remoción A2. Se observan insertos entre medio de una topografía tipo *hummocky*.

4.8 TERRAZAS FLUVIO ALUVIALES (Tfa)

Depósitos con morfología de terrazas ubicados en la quebrada de Aroma, al este de las remociones A2 y D5 (figura 4-18), que se prolongan hasta la quebrada de Yalañuzco, frente a la remoción D8. Sus capas son de poca extensión lateral (entre 30 y 250 m), y poseen un espesor máximo de 30 m en el extremo occidental del afloramiento, acuñaándose hacia el este hasta desaparecer.

El depósito tiene granulometría variable: gravas medias redondeadas clasto-soportadas, arenas finas a gruesas y arcillas. Los depósitos finos contienen material carbonoso. Composicionalmente, incluyen a todos los tipos litológicos existentes en la zona de estudio.

Farías (2003) interpreta esta unidad como un “ambiente fluvio-aluvial, con variaciones en la energía de transporte de material, en un régimen de río múltiple. Los niveles finos, reflejan un ambiente de muy baja energía, la que posiblemente se asocie a un ambiente lacustre o de ciénagas, en un sistema cerrado con poca evacuación de material“. El último argumento mencionado lo asocia al cierre de la cuenca debido a las remociones de la quebrada de Aroma. Por la disposición estratigráfica de las terrazas (se encuentran en el fondo de la quebrada y son incididas por el cauce actual) Farías (2003) propone una edad cuaternaria para ellas.



Figura 4-18. Terrazas fluvio aluviales de la quebrada de Aroma. Foto capturada al oriente de las remociones A2 y D5. La foto apunta hacia la ladera sur.

4.9 DEPÓSITOS DE LOS CERROS DE SOTOCA (CS)

Depósitos no consolidados (< 10 m) que conforman la superficie de los Cerros de Sotoca. Se ubican en el extremo oriental de la zona de estudio, y en el mapa aparecen delimitados al occidente por los escarpes de las remociones A5 y A6. Son depósitos de muy mala selección (arena media a ripio de bloques de hasta 2 m), matriz soportados, con clastos angulosos a sub-redondeados de esfericidad baja (Figura 4-19). Sobre esta unidad se desarrolla vegetación, en correlación con el hecho de que se encuentra en los dominios de la Cordillera Occidental, a más de 3.000 m s.n.m., lugar donde las precipitaciones son más abundantes.



Figura 4-19. Depósitos de la ladera de los Cerros de Sotoca. Se observa su muy mala selección, con bloques de las Lavas de Sotoca de hasta 2 m de diámetro inmersos en una matriz fina. Foto capturada inmediatamente al este del escarpe de la remoción A6, en un corte de camino.

En los alrededores de los Cerros de Sotoca se observan depósitos similares, además de rocas aborregadas, valles en forma de U y planicies que podrían corresponder al paso de trenes glaciares. Por lo anterior, esta unidad bien podría corresponder a una cobertura de depósitos glaciares sobreimpuesta en las Lavas de Sotoca. Estas evidencias, que podrían interpretarse como la muestra de glaciación a un nivel más regional, están siendo estudiadas por Zavala (en preparación).

4.10 PEDIPLANO (Pp)

Corresponde a una superficie plana inclinada levemente hacia el oeste. Está constituida por conglomerados de rodados de lavas andesíticas y arenas de la Formación El Diablo. Esta unidad sella superficialmente la morfología del piedemonte, y por lo tanto corona la topografía del mapa occidental. Las quebradas de Aroma y Sotoca inciden directamente el pediplano.

5. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Previo al análisis de la morfometría y de las observaciones geomorfológicas que componen este capítulo, se comenta el análisis realizado para catalogar la remoción D10.

5.1 CLASIFICACIÓN DE LA REMOCIÓN D10

La remoción D10 tuvo una dificultad particular para ser clasificada: si bien se observó directamente en terreno, no fue evidente definir si se trataba de roca in situ o de roca deslizada.

La remoción muestra una buena correlación estratigráfica con las rocas in situ que están al frente de ella, lo que indica que, de ser una remoción, no habría tenido un movimiento vertical significativo. Por lo mismo, una posibilidad es que se trate de un deslizamiento compuesto: una falla lístrica que rápidamente se vuelve horizontal, aprovechando alguna debilidad estratigráfica (por ejemplo, un posible contacto entre dos litologías diferentes y poco competentes). La Figura 5-1 ilustra este tipo de movimientos, aunque la remoción D10, a diferencia de la figura, más que una mezcla caótica de material, es un bloque movilizado lateralmente, muy bien preservado.

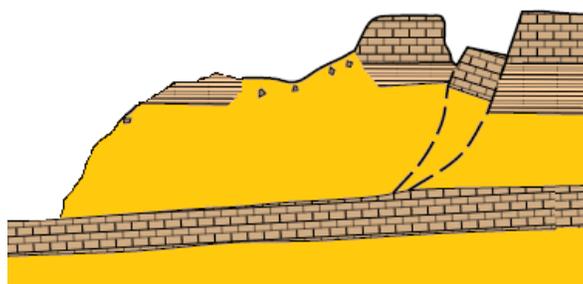


Figura 5-1. Figura esquemática de un deslizamiento compuesto. Modificado de GEMMA (2007).

En este tipo de movimientos, son usuales las estructuras de *graben* hacia el escarpe de la remoción, lo que podría explicar el promontorio longitudinal (paralelo al escarpe) que se observa en la remoción D10 (Figura 5-2).

Si la remoción tuvo un movimiento lateral, entonces es esperable que se hubiera movido lateralmente todo el paquete sedimentario. Sin embargo, la Formación El Diablo está prácticamente ausente del depósito: solo se le ve conformando una superficie somera, con topografía tipo *hummocky*, sobre la Formación Altos de Pica (Figura 5-2).

Por lo tanto, surge la pregunta de qué fue lo que pasó con la Formación El Diablo, y si será posible que este bloque no sea una remoción en masa, sino solo el producto de la erosión de dicha formación.

Para contestar esta pregunta, se buscó algún escenarios similar en las quebradas aledañas, y se encontró que en la quebrada de Guasquiña (inmediatamente al sur de la quebrada de Aroma), existe una morfología de características parecidas (Figura 5-3).

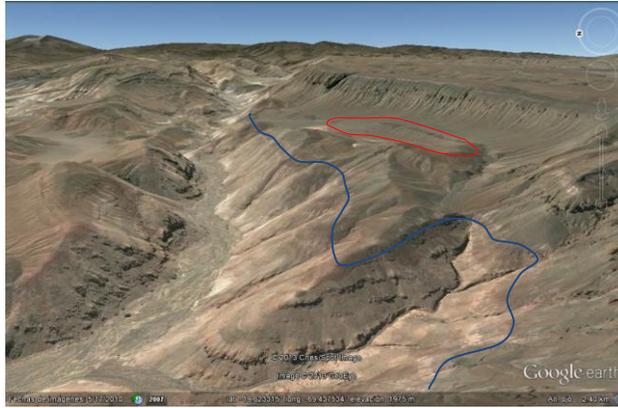


Figura 5-2. Remoción D10. La línea azul marca la ignimbrita Nama (contacto entre las formaciones Altos de Pica y El Diablo), y la línea roja el promontorio que se propone como una estructura tipo *graben*. Se observa la topografía tipo *hummocky* sobre la Formación El Diablo. Modificado de *Google Earth*.

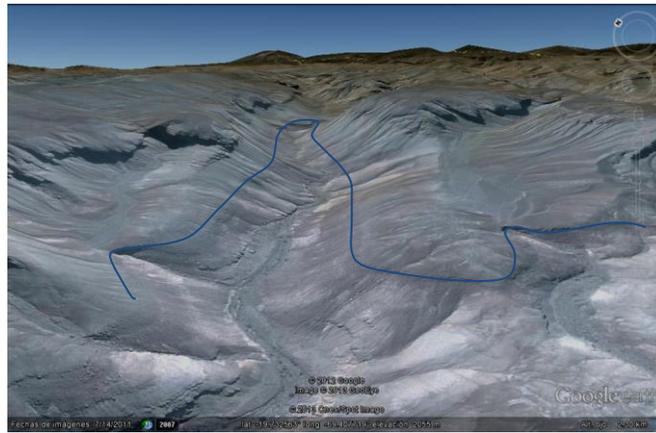


Figura 5-3. Ejemplo de similares características en la quebrada Guasquiña. En ambos lados de la quebrada se observa una morfología semejante a la remoción D10. La línea azul marca la ignimbrita Nama (contacto entre las formaciones Altos de Pica y El Diablo).

En la Figura 5-3, también ha desaparecido gran parte de la Formación el Diablo. Sin embargo, en esta zona no se observa una topografía tipo *hummocky*, no se observan depósitos lacustres ni tampoco aparece un escarpe bien definido en la parte superior. Por lo tanto, si bien se ha degradado la Formación El Diablo, aquí no hay indicios de movimiento por remoción en masa.

Entonces, considerando ambos escenarios (es decir, considerando el ejemplo de la quebrada de Guasquiña más lo que se observa en la remoción D10), se propone una solución intermedia: antes de que se desencadenara la remoción D10, probablemente se impuso un proceso de erosión localizada que se llevó casi por completo a la Formación El Diablo (tal como se observa en la quebrada de Guasquiña) y, solo posteriormente, habría sobrevenido un evento de deslizamiento compuesto, el cual preservó la continuidad estratigráfica, dejó la topografía tipo *hummocky* sobre la remoción, y probablemente fue el responsable del montículo central, que aquí se interpreta como una pequeña estructura tipo *graben*.

5.2 MORFOMETRÍA

5.2.1 Resumen general del inventario de remociones en masa

Del total de remociones mapeadas, 19 fueron clasificadas como deslizamientos rotacionales de roca (*slumps*), 1 como deslizamiento compuesto de roca y 6 como avalanchas de roca. No se observaron deslizamientos traslacionales de roca. En términos de la clasificación propuesta por Farías (2012), y redefinida en este estudio (ver sección 6.5), 24 ejemplares fueron catalogados como remociones de quebrada y 2 como frontales.

Las caídas de roca constituyen una unidad muy reducida dentro de la zona de estudio. Y dado los propósitos de este trabajo, no se consideró relevante el cálculo de sus parámetros morfométricos. Las estadísticas generales, en términos del área y volumen calculados para los cuerpos removidos, están expresadas en la Tabla 5-1, y el detalle de los datos de cada remoción se muestra en el Anexo 2.

Tabla 5-1. Área y volumen de las remociones, separadas entre remociones de quebrada y frontales.

Remociones	Área [km ²]	Volumen [km ³]
De Quebrada	44,44	3,70
Frontales	31,71	4,67
TOTAL	76,15	8,37

Dentro de la categoría de remociones de quebrada, resulta útil distinguir entre las remociones de la quebrada de Aroma y las de la quebrada de Sotoca, lo que se muestra en la Tabla 5-2.

Tabla 5-2. Área y volumen de las remociones del sector oriental, separadas según quebradas de Aroma y Sotoca.

Quebrada	Área [km ²]	Volumen [km ³]
Aroma	29,08	2,42
Sotoca	16,01	1,36
TOTAL	45,09	3,77

En términos del tipo de remoción, el resumen del área y volumen obtenidos, queda expuesto en la Tabla 5-3.

Tabla 5-3. Área y volumen (con el % del total) según el tipo de remociones en masa.

Tipo	Área (km ²)	(% del total)	Volumen (km ³)	(% del total)
Avalanchas	47,30	62,1	6,16	73,6
Rotacionales	24,03	31,6	1,66	19,9
Compuesto	4,82	6,3	0,55	6,5
TOTAL	76,15	100	8,37	100

5.2.2 Análisis morfométrico

Para el análisis morfométrico, se buscó identificar las tendencias que pudieran existir entre el tamaño y el tipo de remociones. Para ello, se atendió a las correlaciones entre el *runout*, el área y el volumen de estas. Adicionalmente, se chequeó la correspondencia entre la razón H/L (movilidad de una remoción) y el volumen, para certificar la relación decreciente que ha sido propuesta por diversos autores entre ambas cantidades (e.g. Dade y Huppert, 1998; Legros, 2002;).

Para estos propósitos, se graficaron la razón H/L, el *runout* y el área de las remociones con respecto a su volumen.

La Tabla 5-4 muestra la siguiente tendencia en los promedios de las cantidades recién mencionadas: tanto el *runout*, como el área y el volumen (parámetros que definen el tamaño del material removido), son cantidades más grandes para el caso de las avalanchas, seguidas por el deslizamiento compuesto y, en último lugar, por los deslizamientos rotacionales. De modo inverso, las avalanchas de roca muestran un promedio de la razón H/L menor que los deslizamientos rotacionales y compuesto.

Tabla 5-4. Razón H/L, *runout*, área y volumen de las remociones según tipo.

	H/L	<i>Runout</i> [m]	Área [km ²]	Vol. [km ³]
AVALANCHAS				
Promedio	0,21	2732	7,88	1,03
Mínimo	0,15	1415	0,68	0,03
Máximo	0,30	4445	18,67	3,07
COMPUESTO				
Promedio	0,28	1523	4,82	0,55
Mínimo	0,28	1523	4,82	0,55
Máximo	0,28	1523	4,82	0,55
ROTACIONALES				
Promedio	0,28	1215	1,26	0,09
Mínimo	0,21	766	0,32	0,03
Máximo	0,45	1935	2,71	0,19

Las figuras 5-4, 5-5 y 5-6 ilustran gráficamente las correlaciones recién descritas, ya no como promedio de datos, sino según la totalidad de ellos.

En términos de posibles curvas de tendencias, la relación ilustrada en la Figura 5-4 se ajusta pobremente a una potencial inversa, con un $R^2 = 0,4$; el gráfico de la Figura 5-5 se aproxima a una curva logarítmica, con un $R^2 = 0,81$; y el de la Figura 5-6 queda bien representado por una línea recta, con $R^2 = 0,97$.

(2003) denominó como deslizamientos de Chiapa y Sotoca respectivamente, suman el 55,8% de dicho volumen.

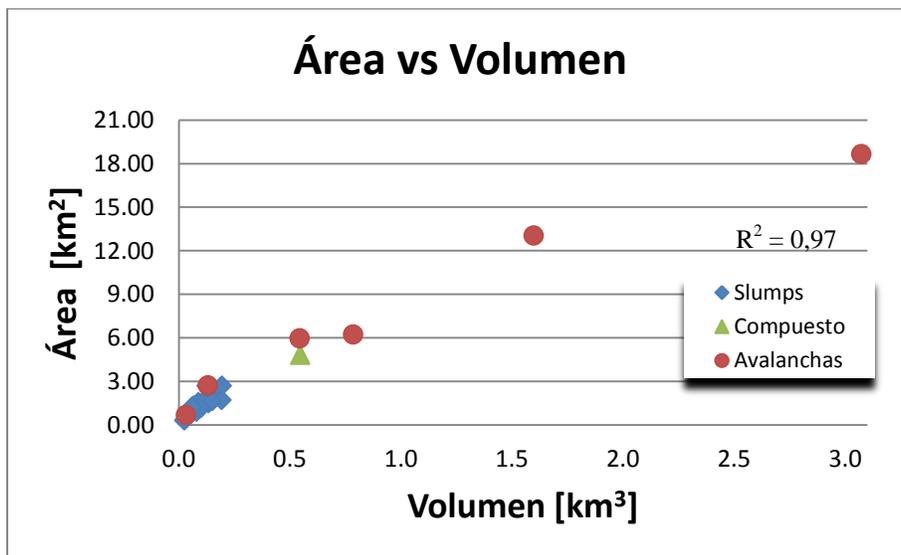


Figura 5-6. Gráfico de la relación área vs volumen, según el tipo de remociones. El R^2 corresponde a una línea recta.

Estas dos remociones, por separado, superan el km^3 de volumen ($\sim 3 \text{ km}^3$ y $\sim 1,6 \text{ km}^3$, respectivamente), siendo comparables en orden de magnitud con los deslizamientos de Miñimiñi y Latagualla (cuyos volúmenes son $\sim 6,7$ y $\sim 3,8 \text{ km}^3$, respectivamente), y también con varias de las remociones que Farías (2012) reporta en su área de estudio. Sin embargo, tanto en las quebradas estudiadas por Farías (2012), como en las remociones incluidas en el trabajo de Naranjo (1997), existen ejemplares con volúmenes muy superiores ($V > 10 \text{ km}^3$), los que se escapan del orden de magnitud obtenidos para A5 y A6.

En la zona de estudio solo existe un deslizamiento compuesto, por lo que, cualquier generalización que se quiera realizar con esta categoría, tiene la fuerte limitante del espacio muestral. Por el contrario, los *slumps* y las avalanchas de roca, que cuentan con un espacio muestral más amplio, son susceptibles a generalizaciones de mayor confiabilidad.

Considerando el hecho de que el deslizamiento compuesto identificado en la quebrada de Sotoca (D10) difiere en un orden de magnitud con los deslizamientos compuestos del trabajo de Farías (2012), y que en esta zona no se encontraron deslizamientos traslacionales, solo es posible una comparación entre ambos trabajos (Farías, 2012; y este) a partir de los *slumps* y de las avalanchas de roca.

En este sentido, los rangos promedio de ambos conjuntos de datos (avalanchas y *slumps*, en uno y otro trabajo), coinciden tanto en el orden de magnitud como en el hecho de que los depósitos por avalanchas de roca son, en general, más grandes que los depósitos por *slumps*.

(El gráfico que incluye ambos registros de datos no alcanzó a ser incluido en este borrador, pero será mostrado en la presentación de este informe.)

A su vez, en ambos trabajos se constata que existe una relación decreciente entre el volumen de una remoción y su razón H/L. Según la bibliografía consultada (Goren y Aharonov, 2007, y referencias ahí dentro), la relación inversa de estas dos cantidades no puede ser explicada únicamente con los modelos de un bloque deslizando por una superficie de falla. Y a pesar de que en la última década se han propuesto diversos modelos (los que incluyen el rol de los fluidos en las zonas de falla y su relación con la presión de poros en el momento de la ruptura), la explicación para este comportamiento sigue siendo foco de debate.

Por otro lado, al separar las muestras entre remociones de quebrada y frontales (Tabla 5-5), se observa que las segundas alcanzan los mayores promedios de *runout*, área y volumen, es decir, poseen los mayores tamaños. Sin embargo, tal separación también cuenta con la limitante del espacio muestral, pues solo existen 2 remociones frontales.

Tabla 5-5. *Runout*, área y volumen separadas según remociones de quebrada y frontales.

	<i>Runout</i> [m]	Área [km ²]	Volumen [km ³]
DE QUEBRADA			
Promedio	1354	1,85	0,16
Mínimo	766	0,32	0,03
Máximo	2685	6,22	0,79
FRONTALES			
Promedio	4241	15,86	2,34
Mínimo	4037	13,05	1,60
Máximo	4445	18,67	3,07

Es esperable el hecho de que las avalanchas de roca posean mayores dimensiones que los demás tipos de remociones, pues son volúmenes de material que, debido al espacio y la energía que poseen para trasladarse, tienden a moverse con un mecanismo de flujo, lo que les permite alcanzar mayores distancias y extenderse por mayores superficies en comparación con los *slumps*.

5.3 FACTORES CONDICIONANTES

En general, en el estudio de remociones en masa, los factores condicionantes que suelen ser ponderados con mayor peso son 2: calidad geológica-geotécnica del macizo rocoso y pendiente del talud. La calidad geológico-geotécnica dice relación con la resistencia a los esfuerzos de corte del macizo, grado de meteorización, alteración y presencia de fracturas.

El rasgo estructural más sobresaliente de la zona de estudio, corresponde a la presencia de mega estructuras asociadas al WTS. Por ello, cabe preguntarse por el efecto que podrían estar ejerciendo estas mega-estructuras sobre el macizo rocoso, en el sentido de que, la presencia de una flexura o de un anticlinal, podría estar acompañada de un aumento de fracturas en la roca. Este aumento en la densidad de las fracturas implicaría una

reducción de la calidad geotécnica del macizo, lo que, a su vez, podría estar condicionando la roca a la generación de remociones en masa.

Cabe destacar que este análisis (es decir, el estudio de la incidencia de las estructuras de la zona de estudio sobre la ocurrencia de remociones en masa), se hace cargo solo de uno de los posibles factores condicionantes. En la sección 5.3.5 se hace mención a otros dos factores, que bien podrían estar ejerciendo un control importante, pero que no pudo ser trabajado con detalle en este estudio, por la necesidad de acotar los objetivos

A continuación se presentan una serie de evidencias vinculadas al efecto de las estructuras sobre la calidad del macizo rocoso, luego se concluye respecto al alcance de este efecto como factor condicionante, y se finaliza con un comentario breve respecto al posible control litológico y de las pendientes de las laderas.

5.3.1 Ubicación de las estructuras con respecto a las remociones en masa

Como se observa en la Figura 5-7, la totalidad de las remociones en masa de quebrada están ubicadas entre las flexuras Calacala y Aroma, destacándose el hecho de que, parte de las remociones A1, D1 y D10, se encuentran justo sobre el eje de la primera flexura. Hacia el oriente, las remociones frontales están ubicadas entre la flexura Soga y la ladera de los Cerros de Sotoca.

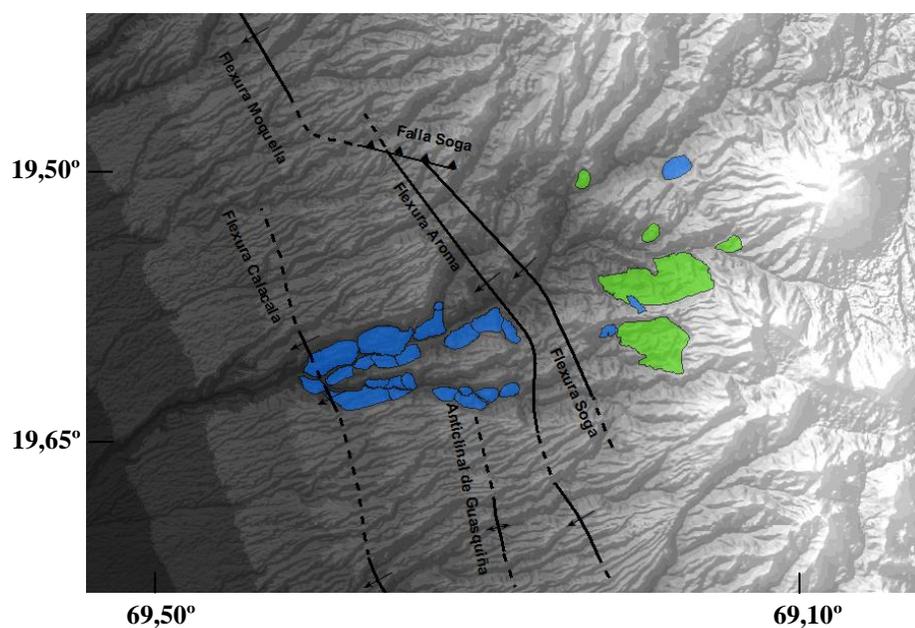


Figura 5-7. Relación espacial entre las estructuras de la cuenca de Aroma y las remociones en masa. En azul, las remociones de quebrada, y en verde las frontales. La presencia del “Anticlinal de Guasquiña” se discute en la sección 5.3.4.

La remoción de quebrada más lejana a la flexura de Aroma (tomando una recta ortogonal al eje flexural) es la remoción D1, la cual se ubica a 14,5 km de distancia; la

remoción estructural más lejana (al este de la remoción A5, fuera del área correspondiente al mapa oriental), medido de la misma manera, se ubica a 13,5 km de la misma flexura.

Entre las flexuras Calacala y Aroma, sobre el pediplano del sector sur de la Figura 5-7, se observa el eje de un anticlinal (que en este trabajo se denomina como el “Anticlinal de Guasquiña”), cuya proyección hacia el norte alcanzaría la ladera sur de la quebrada de Sotoca. La presencia de este anticlinal se discute en la sección 5.3.4.

5.3.2 Incidencia de las flexuras sobre la calidad geotécnica de la roca in situ

Tal como se menciona en la sección 2.4.2, hacia el occidente de los ejes las flexuras poseen una estructura de sinclinal y, hacia el oriente de los mismos, una estructura de anticlinal (Figura 2-11). Para la Flexura Calacala, que es la mejor expuesta en la zona de estudio, el sinclinal se extiende por ~ 3 km desde el eje flexural hacia el occidente, y el anticlinal por ~ 1 km hacia el oriente (lo que completa los ~ 4 km de su longitud de onda); en el caso de la Flexura Aroma, el sinclinal solo se extiende por ~ 0,4 km, y el anticlinal prácticamente no se observa en la quebrada. Lo relevante de la presencia de las flexuras, es que, asociadas a la deformación flexural, existe una serie de estructuras secundarias (ver sección 2.4.2, Figura 2-11) documentadas por Farías (2003) y que fueron observadas directamente en terreno. Estas estructuras secundarias inciden directamente en la calidad geotécnica del macizo rocoso, y un primer acercamiento para evaluar esta incidencia, es a partir del aspecto que muestra el macizo en las proximidades de los ejes flexurales.

En este sentido, se identificó una zona de baja calidad geotécnica justo al oeste de la Flexura Calacala, sobre la zona del sinclinal. En este lugar, se observa la roca in situ (formaciones El Diablo y Altos de Pica) fragmentada, con estructura muy blocosa (sobre todo en las ignimbritas) y con fracturas verticales en las areniscas y conglomerados de la Formación El Diablo (Figuras 5-8 y 5-9).



Figura 5-8. Se observan las ignimbritas de la Formación Altos de Pica (por debajo de la línea azul) muy fragmentadas, y las rocas de la Formación El Diablo (por sobre la línea azul) con fracturas verticales (al interior de la línea roja). Esta última formación se exhibe más fragmentada de lo que suele mostrarse en otros lugares de la zona de estudio. Fotografía tomada inmediatamente al oeste de la flexura Calacala.



Figura 5-9. Estructura muy blocosa de las ignimbritas de la Formación Altos de Pica, inmediatamente al oeste de la flexura Calacala.

Por su parte, no se observaron efectos sobre aspecto de la roca al oeste de la flexura Aroma, aunque es esperable que tales efectos sí existan, al menos, en la franja de 400 m que dicha flexura deforma hacia el occidente, 200 m hacia el oriente (lo que completa sus 0,6 km de longitud de onda). Esta misma suposición puede hacerse sobre la flexura Soga.

Fuera de los sectores donde estas flexuras afectan la estratigrafía, existe una zona de 12 km de largo, ubicada entre las flexuras Calacala y Aroma, en la que no se observa esta alteración particular de la roca (y es precisamente en este sector donde se encuentra la mayor cantidad de remociones de quebrada). Es el caso del escarpe de la avalancha A2 (Figura 5-10), en el cual se observan las areniscas y conglomerados de la Formación El Diablo con una mejor calidad geotécnica que la observada al oeste de la flexura Calacala (comparar con la Figura 5-8).



Figura 5-10. Escarpe de la remoción A2. La Formación El Diablo (por sobre la línea verde) no se observa tan degradada en comparación a como se muestra en las proximidades de la Flexura Calacala (Figura 5-8). Las ignimbritas de la Formación Altos de Pica (por debajo de la línea verde) de todos modos se ven degradadas, a pesar de estar relativamente lejos de las flexuras Calacala y Aroma.

Las ignimbritas (color naranja rosáceo y rojo oscuro en las figuras 5-8, 5-9 y 5-10), no son un buen nivel guía para establecer esta comparación de calidad geotécnica, ya que dicha estructura blocosa o muy blocosa se observa prácticamente en toda la zona de estudio, con independencia de la cercanía a las flexuras.

Esta forma de meteorización de las ignimbritas bien podría estar vinculada al paso de aguas subterráneas, las que habrían utilizado este nivel (ignimbrita Nama) como capa semi permeable para fluir. Esta interacción agua roca podría hacer las veces de un agente de meteorización adicional, lo que habría derivado en el aspecto especialmente fragmentado del material en toda la zona de estudio (esto se expone con mayor detalle en la sección 5.4)

Ahora bien, Farías (2003) sugiere que las estructuras secundarias tensionales, que también son aproximadamente paralelas a los escarpes de las remociones de quebrada, podrían haber sido precursoras para las remociones del sector occidental, en el sentido de que tales estructuras se convertirían en los escarpes de estas.

Sin embargo, como se menciona en los párrafos anteriores, el alcance de las estructuras secundarias está acotado a los flancos de las flexuras, los que son de carácter local con respecto a la distribución de las remociones. Por lo tanto, las estructuras secundarias no estarían lo suficientemente diseminadas como para considerarlas fallas precursoras de todas las remociones de quebrada.

Por lo tanto, se propone que las flexuras efectivamente inciden en la calidad geotécnica del material, pero que, no obstante, ese efecto se restringe únicamente a las cercanías de los ejes de flexurales (dentro de la longitud de onda del pliegue). Lejos de ellos (i.e, fuera del alcance de los anticlinales y sinclinales que estas producen) la incidencia de las flexuras sobre la calidad de la roca no existe.

5.3.3 Incidencia del “Anticlinal de Guasquiña” sobre la calidad geotécnica de la roca in situ

En las cercanías de la quebrada de Aroma, en el pedimento ubicado inmediatamente al sur de la quebrada de Sotoca, se observan lineamientos aproximadamente N-S sobre las rocas expuestas de la Formación El Diablo (Figura 5-11).

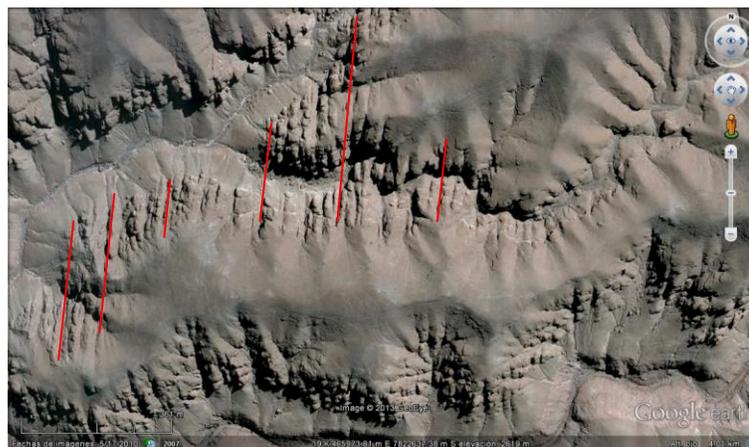


Figura 5-11. Lineamientos N-S (líneas rojas) sobre el pedimento en las rocas expuestas de la Formación El Diablo, al sur de la quebrada de Sotoca. Imagen satelital extraída de Google Earth.

García y Hérail (2005), al estudiar el Anticlinal de Oxaya (región de Belén), indican que el drenaje superficial sobre el pedimento, que inicialmente tenía un patrón paralelo, cambió a un patrón de drenaje tipo *trellis* como respuesta a la aparición de esta mega estructura. Adicionalmente, en superficie, esto autores reportan estructuras de *extradós* y a lo largo del eje del pliegue, paralelos a él, se observan lineamientos de fallas normales y *grabens*. Estos argumentos serían indicativos de la presencia de un anticlinal de onda larga, y fueron aplicados por Muñoz (2007) en la quebrada de Tarapacá, para identificar y definir el Anticlinal (de onda larga) de Choja. De este modo, los anticlinales de Oxaya y de Choja son dos ejemplos, hacia el norte y hacia el sur respectivamente, de anticlinales de extensa longitud de onda que deforman la cobertura Oligoceno-Neógena en el norte de Chile, otorgando un buen precedente para interpretar los lineamientos de Guasquiña como la expresión de un anticlinal de este tipo.

En efecto, en la Hoja de Guaviña, que actualmente está en preparación para el Plan Nacional de Cartografía Geológica del SERNAGEOMIN, precisamente se interpreta la evidencia ilustrada en la Figura 5-11 como expresión de un anticlinal de larga longitud de onda (M. Farías, com. pers.). En el presente trabajo, dicha estructura se ha denominado “Anticlinal de Guasquiña”.

Según Farías (2003), en la ladera sur de la quebrada de Sotoca, ~ 7 km hacia el oriente de la Flexura Calacala, se observa un set de fracturas sub verticales, equiespaciadas, cortando la Formación El Diablo (Figura 5-12). Este fracturamiento probablemente influye de manera directa sobre la competencia del macizo rocoso, siendo esperable una disminución de su calidad geotécnica. Adicionalmente, las fracturas sub verticales bien podrían corresponder a la prolongación hacia el norte del lineamiento ilustrado en la Figura 5-11. De esta manera, en este trabajo se propone que el eje del Anticlinal de Guasquiña alcanza la ladera sur de la quebrada de Sotoca, perturbando la calidad de la roca in situ, y condicionando la zona para la generación de remociones en masa.

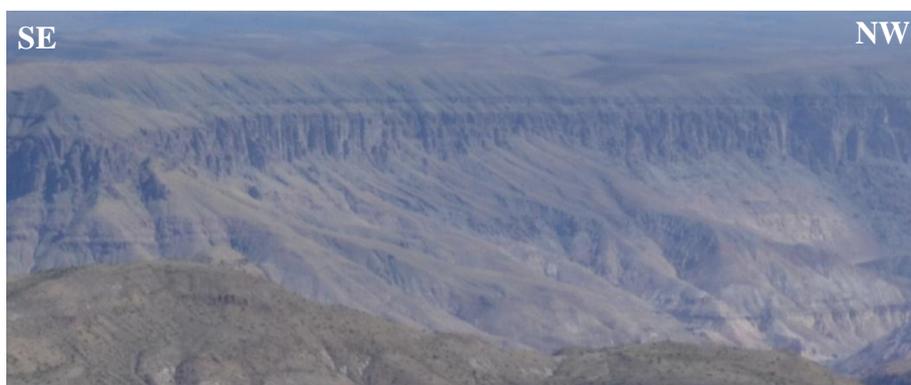


Figura 5-12. Fracturas sub verticales, equiespaciadas, en la ladera sur de la quebrada de Sotoca. (Los depósitos a los pies de la pared vertical no fueron clasificados como de remoción en masa) Imagen modificada de Google Earth.

Sin embargo, nuevamente es necesario señalar que el efecto de este anticlinal no alcanza a incorporar la totalidad de la zona de estudio: su vínculo con las remociones estaría acotado únicamente a un sector particular de la quebrada de Sotoca. Y más aún,

justo en el sector de la Figura 5-12, que es el punto de control para establecer el alcance de las fracturas asociadas al anticlinal, no se observan remociones en masa (aunque sí las hay inmediatamente más al oeste). Se estima que, en la quebrada de Sotoca, la zona que no habría sido afectadas ni por las flexuras ni por el Anticlinal de Guasquiña, es de ~ 6 km. No obstante, en esta franja “no afectada”, de todos modos, existen 5 remociones en masa.

5.3.4 Estructuras como factor condicionante

Tomando en consideración los argumentos planteados en las secciones 5.3.1 a 5.3.3, se propone que, para la zona de estudio, el efecto directo de las estructuras sobre la calidad geotécnica del material, si bien existe localmente, no es un factor condicionante en la generación de remociones en masa, ya que los depósitos de remociones existen tanto en las zonas afectadas directamente por las estructuras, como en zonas que no lo están (Figura 5-13).

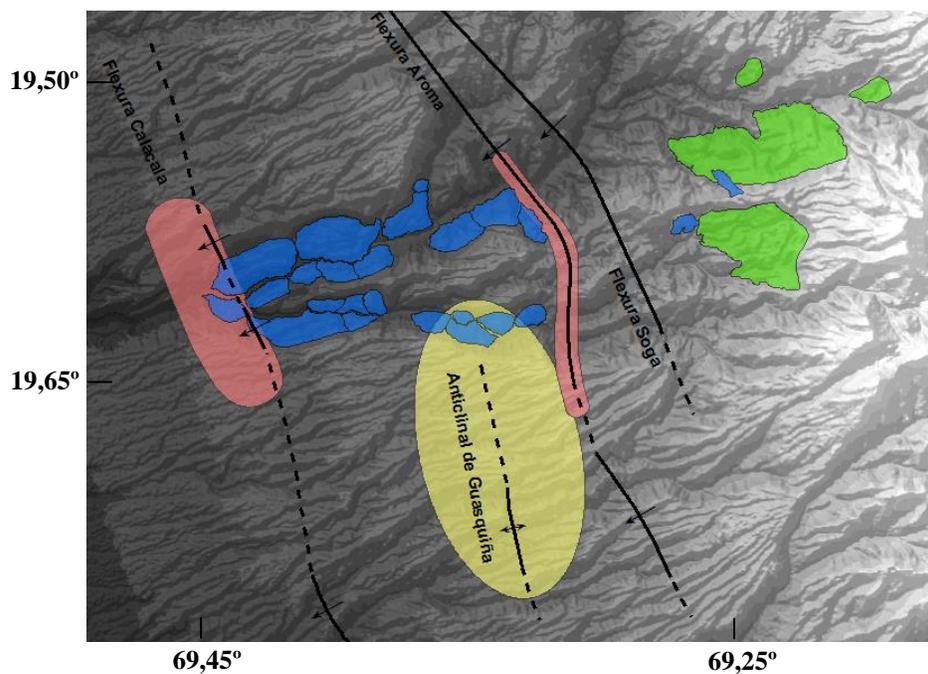


Figura 5-13. Alcance de la incidencia directa de las estructuras sobre la calidad geotécnica del macizo rocoso, y su relación espacial con las remociones en masa de la zona de estudio. Se observa una amplia zona en la que sí existen remociones, pero donde no existe efecto directo de las estructuras. En amarillo se propone el alcance del Anticlinal de Guasquiña, y en rojo semi transparente el de las flexuras Calacala y Aroma.

5.3.5 Otros factores condicionantes

Además de la influencia de las estructuras del WTS, los factores condicionantes más evidentes dicen relación con la distribución de las pendientes de las laderas, y el control que podrían estar ejerciendo las distintas litologías, en el sentido de que diferentes litologías podrían responder de distintas maneras a la meteorización y, por ende, presentar diferencias en la calidad geotécnica. Si bien el análisis de estos factores no fue incluido de modo detallado en este estudio, sí se puede realizar un comentario breve, con ciertas observaciones que podrían aportar a estudios posteriores.

Es importante notar que las remociones en masa solo afectan a las rocas del Oligoceno – Neógeno (formaciones Altos de Pica, El diablo, Lavas de Tatajachura y Lavas de Sotoca). Las laderas conformadas por rocas pre oligocenas (formaciones Quebrada Aroma, Chusmiza y Coscaya) no presentan eventos de remociones en masa. Esto sugiere que efectivamente existe un control litológico, y un modo de evaluar cuantitativamente este hecho, podría ser mediante la confección de un catastro de ensayos de resistencia al corte, y un estudio más detallado del grado de meteorización que muestran las distintas litologías a lo largo de la zona de estudio.

Por otro lado, una observación general de la distribución de las pendientes de las laderas, muestra que existen laderas de roca expuesta con ángulos superiores a los 30° (límite propuesto por Burbank *et al.* (1996) para la generación de remociones en masa), y cuyas morfologías provienen directamente de la incisión (es decir, que no corresponden a escarpes de remociones), lo que sugiere que en la zona de estudio, dado el proceso de incisión, se habrían generado laderas con altas pendientes, lo que constituiría un condicionante para la generación de remociones en masa. Sin embargo, el análisis de la distribución de las pendientes requeriría de un estudio más detallado para poder establecer alguna conclusión confiable.

El resto de los factores condicionantes que suelen ser considerados en los estudios de remociones en masa (presencia de vegetación, exposición al sol de la ladera, temporadas de nieve y factores antropogénicos), no operan de modo relevante en la zona de estudio.

5.4 PRESENCIA DE *GROUND WATER SAPPING* (GWS)

Hoke *et al.* (2004) propusieron el mecanismo de GWS para la formación de las quebradas del norte de Chile, mostrando en su publicación buenos ejemplos de morfologías de anfiteatro, las que ilustran muy claramente el registro de este mecanismo (lo que suele denominarse “ejemplos de libro”). Sin embargo, tal como ahí lo señalan, las morfologías de anfiteatro pueden haber sufrido procesos posteriores de erosión por difusión de ladera, haber sido degradadas por la erosión del río o simplemente no haber desarrollado una morfología de anfiteatro demasiado clara. Los criterios expuestos por estos autores para reconocer el proceso de erosión por socavación de aguas subterráneas (ver sección 2.1.3) fueron aplicados en la zona de estudio, y a continuación se muestran los resultados.

En la zona occidental de la quebrada de Aroma, particularmente en la quebrada de Sotoca, y en menor medida en el flanco norte del interfluvio entre ambas quebradas,

efectivamente fueron identificadas morfologías que podrían corresponder a morfologías de anfiteatro.

En el interfluvio de las quebradas de Aroma y Sotoca, se observa una característica del proceso de GWS que es común a las quebradas aledañas a la cuenca de Aroma: los contactos entre las formaciones Altos de Pica y El Diablo (ignimbrita Nama), y entre el Miembro Superior e Inferior de la Formación El Diablo (cambio en el grado de competencia de la roca), serían los niveles que habrían jugado el papel de capas semi permeables para el transporte de aguas subterráneas (Figura 5-14).

Esto se corresponde bien con la tendencia de la ignimbrita Nama a mostrarse especialmente fracturada en toda la zona de estudio, y no solo en las zonas donde las flexuras ejercen su efecto sobre la calidad geotécnica de la roca. Sin embargo, los conglomerados y areniscas de la Formación el Diablo no se muestran particularmente fracturados. Esta diferencia en el aspecto entre ambas formaciones puede ser explicada debido a que la meteorización por la interacción agua-roca depende de las propiedades físicas y químicas del material. Por ejemplo, un material más permeable (arenas, gravas y conglomerados), opone menos resistencia al flujo de agua, con una meteorización probablemente menor; adicionalmente, dado que la ignimbrita Nama está en un nivel inferior, su interacción con aguas subterráneas probablemente tuvo lugar durante un periodo de tiempo más prolongado, y con mayores importes de agua. De este modo, se propone que ambos niveles tuvieron participación en el proceso de GWS, pero solo la ignimbrita Nama habría sufrido una alteración importante del material, lo que se expresa en su aspecto particularmente meteorizado a una escala más regional.

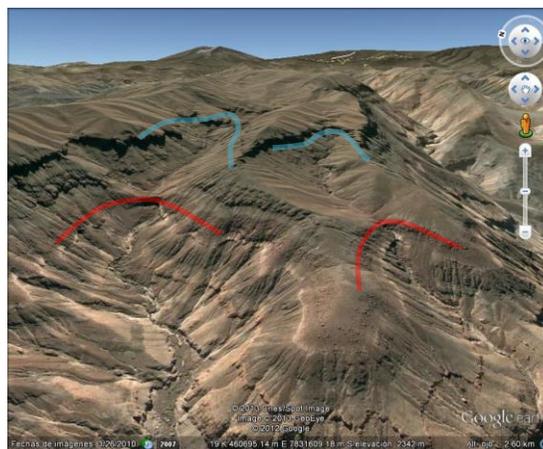


Figura 5-14. Ejemplo de GWS en la quebrada de Sotoca. La ignimbrita Nama (contacto entre las formaciones Altos de Pica y El Diablo, línea roja) y el contacto entre el Miembro Inferior y Superior de la Formación El Diablo (línea celeste), harían de niveles semi permeables para el flujo de las aguas subterráneas. Modificado de Google Earth.

Como se observa en la Figura 5-14, la incisión es profunda, interrumpe abruptamente el drenaje superficial, genera bordes de quebrada relativamente rectos y termina en una morfología de anfiteatro que, si bien no es exactamente igual a las presentadas por Hoke *et al.* (2004), sí es una forma habitual para los canales laterales del GWS observados en otras quebradas, cercanas a la de Aroma. Las morfologías exhibidas en

la Figura 5-14, corresponderían a los canales laterales, siendo la quebrada de Sotoca el canal principal del proceso de socavación por aguas subterráneas (la quebrada de Sotoca se observa en el extremo derecho de la Figura 5-14).

Ahora bien, conviene hacer un comentario respecto a las limitaciones que tienen estas observaciones. En la literatura científica, es muy poco lo que existe sobre el mecanismo de incisión por GWS, y en particular, para el norte de Chile, el único reporte que existe es el trabajo de Hoke *et al.* (2004), donde se expone muy sucintamente lo relacionado a estas morfologías. Por lo tanto, las observaciones planteadas en este estudio deben ser contrastadas con estudios posteriores, en orden de avalar o descartar que estas morfologías efectivamente sean la expresión de GWS.

5.5 PERFIL LONGITUDINAL DE LA QUEBRADA DE AROMA

5.5.1 Knickpoints aislados

A lo largo del cauce de la quebrada de Aroma, aproximadamente entre las flexuras Calacala y Soga, se observan 3 resaltos principales (estrellas rojas numeradas en la Figura 5-15): el resalto más occidental (3) podría coincidir con la posición de la Flexura Calacala; el resalto más oriental (1) está a 4 km más al oriente que la Flexura Soga, fuera de su alcance; y el resalto central (2) coincide con la ubicación de la remoción A2.

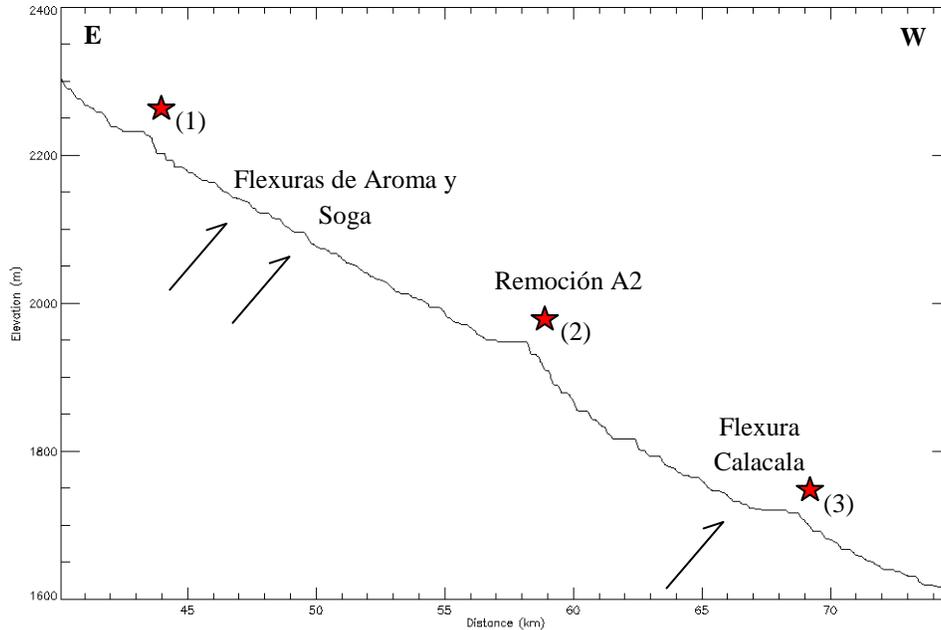


Figura 5-15. 35 km del perfil longitudinal de la quebrada de Aroma. Los resaltos principales están marcados con estrellas rojas. Las flechas negras indican la posición de las flexuras. Perfil generado a partir de River Tools.

El *knickpoint* oriental (1) se interpreta como consecuencia de un contraste litológico, debido a que en esa posición aflora la Formación Chusmiza. Otra posibilidad sería que el resalto fuera el efecto de la confluencia de dos quebradas. Sin embargo, la confluencia de las quebradas de Aroma y Chismisa (ubicada inmediatamente al occidente del resalto, y cuyas jerarquías son mayores que las jerarquías de las quebradas que confluyen inmediatamente al este del mismo) no genera *knickpoints* aguas abajo, desestimando este factor como responsable del resalto, y avalando la hipótesis de que sería producto del contraste litológico.

El *knickpoint* central (2) probablemente está vinculado al cierre (y posterior apertura) de la red de drenaje, producto del desencadenamiento de la remoción A2. Este desajuste geomorfológico asociado a este evento (el cual habría producido agradación aguas arriba del lugar del bloqueo, generando las terrazas fluvio-aluviales descritas en el mapa geomorfológico occidental), actualmente debe estar siendo reequilibrado mediante la propagación hacia el este de dicho *knickpoint*.

El resalto en el extremo occidental (3), podría estar relacionado a 3 factores: la actividad cuaternaria de la falla ciega asociada a la Flexura Calacala; la confluencia de las quebradas de Aroma y Sotoca (ubicada 4 km aguas arriba del resalto, y cuyas jerarquías son las mayores de toda la zona de estudio); o bien, el contraste litológico debido al afloramiento de la Formación Altos de Pica. Para este caso, no hay suficiente información para definir cuál de los 3 factores es el determinante.

Las observaciones anteriores contrastan con el dato propuesto por Farías (2003), según el cual el perfil longitudinal del cauce, para este mismo tramo, muestra solo 2 resaltos principales, los cuales coincidirían con la posición de las flexuras, tal como se muestra en la Figura 5-16. Farías (2003) interpreta dichos resaltos como el producto de la actividad cuaternaria de las fallas ciegas vinculadas a las flexuras de la zona de estudio.

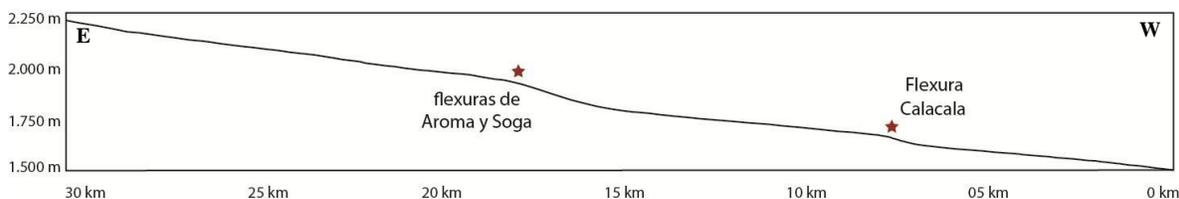


Figura 5-16. Perfil longitudinal de la quebrada de Aroma según Farías (2003). Los dos resaltos (estrellas rojas) estarían asociados a las flexuras Calacala (occidente) y Aroma y Soga (Oriente). Modificado de Farías (2003).

5.5.2 Posición actual del *knickzone*

Si bien a lo largo del perfil longitudinal de la quebrada de Aroma existen *knickpoints* aislados (ver sección 5.5.1), la característica del cauce que interesa determinar a continuación es la posición de su *knickzone*.

Tal como se expone en la sección 2.1.3, la posición de un *knickzone* no solo se identifica mediante el análisis del perfil longitudinal del cauce. Además, estos quedan evidenciados por ciertas características geomorfológicas particulares, que para el caso de

los ríos del extremo norte de Chile serían las siguientes: a lo largo de ellos, desaparecen los depósitos de ríos trenzados en el fondo de las quebradas; se estrecha el cauce del río, el cual fluye confinado entre paredes con pendientes más abruptas; y los fondos de quebrada son ocupados por canales limitados por *detachment*. De este modo, quedan definidos los tres segmentos particulares de los cauces: segmento plano inferior, *knickzone* y segmento plano superior.

Las características geomorfológicas mencionadas en el párrafo anterior, efectivamente se observan a lo largo del perfil del río de la quebrada de Aroma, siendo posible identificar los tres segmentos. Para este cauce, el *knickzone* tiene su límite occidental ubicado 10 km al oriente de la quebrada de Yalañuzco, y se extiende por más de 30 km aguas arriba (figuras 5-17 y 5-18).

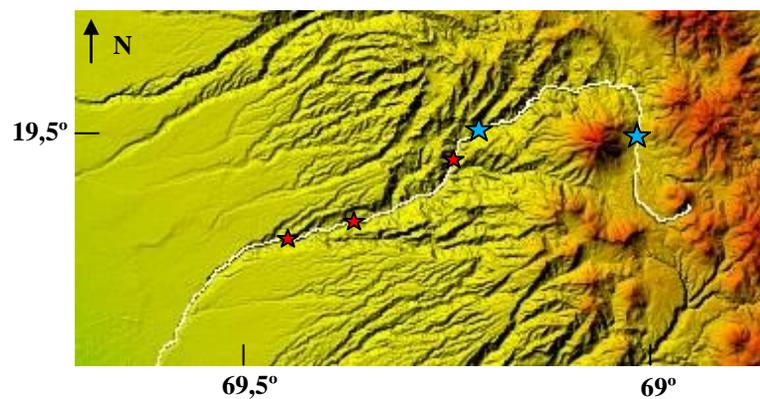


Figura 5-17. Posición actual del *knickzone* (segmento entre las estrellas celestes) de la quebrada de Aroma (línea blanca). También se muestra la posición de los *knickpoints* aislados (estrellas rojas).

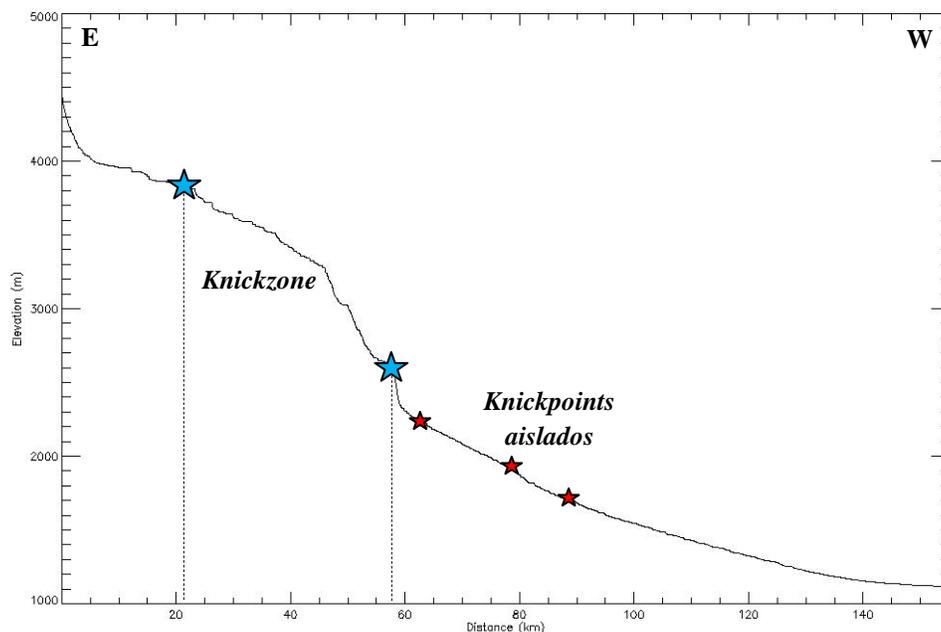


Figura 5-18. Perfil longitudinal completo de la quebrada de Aroma. Se muestra la posición del *knickzone* (segmento entre las estrellas celestes) y de los *knickpoints* aislados de la Figura 5-15 (estrellas rojas).

La posición del *knickzone* de la quebrada de Aroma es utilizado en la sección 6.1 para discutir la edad de las remociones presentes en la quebrada.

6. DISCUSIONES

6.1 EDAD DE LAS REMOCIONES

Una observación crucial sobre las remociones de quebrada, es que estas llegan hasta el fondo de los valles de Aroma y Sotoca, siendo imposible identificar la base de las mismas, puesto que los depósitos fluvio-aluviales encubren el contacto.

A partir de lo anterior, se concluye que la incisión responsable de la configuración actual de ambas quebradas, en el sector occidental, debiera ser anterior al desencadenamiento de las remociones, lo que otorga una restricción fuerte para la edad de estas. Por lo tanto, es importante considerar el mecanismo a través del cual se habría generado la incisión, para luego proponer una edad máxima para las remociones.

Según Farías *et al.* (2005), el basculamiento hacia el oeste del antearco chileno se habría llevado a cabo después de los ~ 10 Ma, lo que habría tenido por consecuencia el último alzamiento del altiplano (entre 500 y 1.400 m de alzamiento relativo). La incisión en la quebrada de Aroma, según estos autores, se habría originado como respuesta a este alzamiento, solo a partir de los ~ 7 Ma. A continuación, se trabaja sobre esta hipótesis para acotar la edad máxima de las remociones de quebrada.

6.1.1 *Knickzone retreat* como restricción para la edad de las remociones de quebrada

En general, como respuesta al alzamiento, el *knickpoint* de un cauce migra arriba en un proceso denominado “*knickpoint retreat*” (ver sección 2.1.3). Para canales dominados por *detachment*, los modelos existentes proponen dos miembros extremos: por retirada paralela y por reemplazo de pendiente (Figura 6-1).

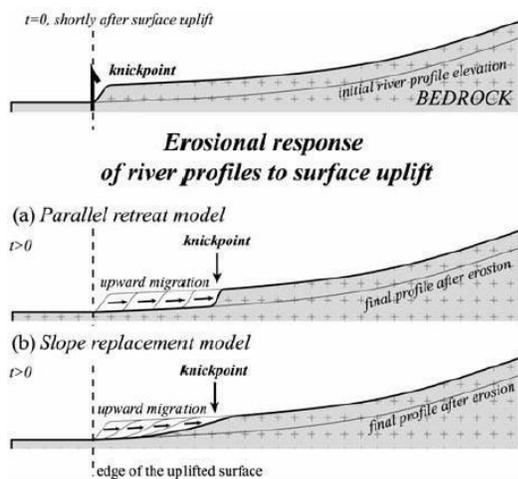


Figura 6-1. Miembros extremos de los modelos de *knickpoint retreat*. La propagación paralela supone un segmento de erosión que no modifica su geometría, mientras que el reemplazo de pendientes opera atenuando cada vez más la inclinación de la zona de resalto inicial. Extraído de Farías *et al.*, 2008.

Según diversos autores (Schlunegger *et al.*, 2006, y referencias ahí dentro), lo que migra aguas arriba, más que un solo *knickpoint*, es el *knickzone* del cauce (ver sección 2.1.3)

Los modelos que representan esta propagación involucran una serie de parámetros que no pueden ser incluidos en este análisis, tales como el efecto de las variaciones de las características litológicas a largo del cauce, la variación de la velocidad de avance del *knickzone* (la cual debiera disminuir en el tiempo considerando que, aguas arriba, disminuye el área drenada y por tanto la capacidad erosiva del río), el efecto de los factores climáticos sobre la geometría y las dimensiones del *knickzone*, entre otros (Hoke *et al.*, 2007). La cuantificación de dichos parámetros y la interrelación que existe entre unos y otros, redundan en una matemática compleja que está fuera del alcance de este estudio.

No obstante, es posible realizar algunas simplificaciones, que permiten hacer cálculos sencillos para obtener un orden de magnitud respecto a la posición del *knickzone* en el tiempo.

Las simplificaciones y suposiciones que se realizaron para el análisis fueron las siguientes:

1. Se consideró un modelo de retirada paralela, en el cual el *knickzone* no varía sustancialmente su geometría y sus dimensiones durante la propagación.
2. La tasa de desplazamiento del *knickzone* se asumió constante en el tiempo.
3. Cada remoción en masa de quebrada solo pudo ocurrir una vez que el *knickzone* ya había pasado completamente por su lugar.

Con estos 3 supuestos, se puede comparar la posición del extremo occidental del *knickzone* actual, con la posición del extremo occidental de la incisión, ubicado en la Depresión Central; y asumir que, durante todo el trayecto, el *knickzone* se movilizó hacia el este a una tasa constante. Entre ambos puntos, actualmente, existe una distancia de 56 km medida a lo largo del cauce. Considerando que la incisión se habría iniciado hace ~ 7 Ma (Farías *et al.*, 2005), entonces la tasa de propagación del *knickzone* sería de ~ 8 km/M.a. (Figura 6-2).

Como se menciona en la sección 2.1.3, Schlunegger *et al.* (2006) calculan la tasa de propagación del *knickzone* de la quebrada de Lluta en los últimos 2,7 Ma., y obtienen un valor de ~ 10 km/M.a. Además, en la misma sección se menciona que las quebradas exorreicas del norte de Chile, en general, suelen mostrar tasas de erosión más altas que las quebradas endorreicas (García *et al.*, 2011). Por lo tanto, es de esperar que las tasas del *knickzone retreat* también sean más altas en aquellas. El hecho de que la quebrada de Aroma (cuenca endorreica, ubicada más al sur) muestre una tasa de propagación del *knickzone* levemente menor que la quebrada de Lluta (cuenca exorreica, ubicada más al norte), es coherente con lo señalado en la literatura científica.

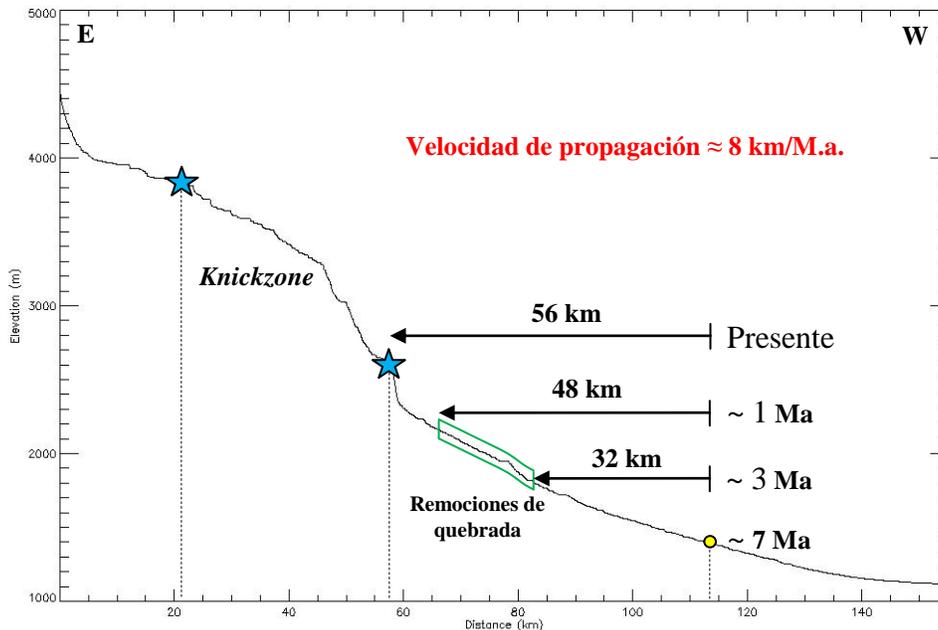


Figura 6-2. Modelo esquemático simplificado de la propagación aguas arriba del *knickzone* (segmento ubicado entre las estrellas celestes) de la quebrada de Aroma. A los ~ 7 Ma, el extremo occidental del *knickzone* habría estado en el lugar donde hoy se observa la incisión más occidental de la quebrada (círculo amarillo); a los ~ 3 Ma, el extremo occidental del *knickzone* se habría propagado 32 km hasta alcanzar la posición de la remoción D1 (extremo occidental del cuadro verde, que es el lugar donde se ubican las remociones de quebrada); a los ~ 1 Ma, el extremo occidental del *knickzone* habría abandonado la zona de las remociones de quebrada, para ingresar a la zona donde hoy aflora el Mesozoico; ~ 1 Ma después, el *knickzone* habría alcanzado su posición actual.

Dado que el punto más occidental de la incisión de la quebrada de Aroma se ubica a 32 kilómetros de la remoción D1 (que es la remoción más occidental de la zona de estudio), se puede suponer que, a partir de los ~ 7 Ma, debieron transcurrir al menos ~ 4 Ma para generar el espacio suficiente que albergaría a la remoción D1 (Figura 6-2). De este modo, se propone que las remociones en masa de quebrada tienen una edad máxima de ~ 3 Ma (i.e. Plioceno tardío). Las remociones A1, D2 y D3 habrían tenido que esperar a que la onda erosiva se propagara 4 km más, lo que les asigna una edad máxima de ~ 2,5 Ma. Siguiendo con el mismo razonamiento, las remociones A2, D4 y D5 tendrían una edad máxima de ~ 2 Ma; las remociones A4, D6 y D7 ~ 1,5 Ma; y las remociones D8 y D9 ~ 1 Ma.

Por su parte, el *knickzone* debió continuar su camino aguas arriba por la quebrada de Aroma y, al oriente de la quebrada de Yalañuzco, se habría encontrado con un cambio litológico importante: aparecen rocas del Mesozoico. Estas son más competentes que las rocas de la cobertura del Oligoceno – Neógeno, lo que restringe los condicionantes para desencadenar remociones en masa. Y en efecto, en toda la zona donde aflora el Mesozoico, no se observan remociones en masa, a pesar de existir laderas con pendientes que superan los 30° (condición límite para la generación de remociones, según Burbank *et al.*, 1996).

Las remociones del sector oriental, no puede ser sometida al mismo análisis, ya que los depósitos de algunas remociones (como es el caso de A5) se observan levemente incididos por la quebrada de Aroma, sugiriendo que A5 se habría desencadenado con

anterioridad a la llegada del *knickzone*. En el caso de la remoción A6, dado que no existe un cauce de alta jerarquía que esté en contacto con sus depósitos, no es tan evidente si la incisión principal llega hasta niveles más profundos. Por lo tanto, la cronología de las remociones del sector oriental solo puede ser inferida a partir de sus rasgos geomorfológicos (incidencia de los agentes erosivos frente a la topografía tipo *hummocky*, por ejemplo), o bien, mediante algún tipo de datación isotópica.

6.1.2 Edades relativas de las remociones del sector oriental

Dado que las remociones de este sector están sobre una zona de precipitaciones abundantes (tanto en fase líquida como sólida), es esperable que los cuerpos removidos sufran de un importante proceso de suavización de sus topografías. De este modo, la buena preservación de las remociones A5 y A6, son un argumento geomorfológico a favor de la idea de que estas son relativamente recientes (sin poder acotar precisamente de cuándo). En comparación, la remoción A6 sería posterior a la remoción A5, pues muestra sus escarpes internos (escalones progresivos dentro del cuerpo removido) particularmente bien conservados, lo que se correlaciona de buena manera con el hecho de que los depósitos coluviales que se han ido acumulando sobre ella (material desprendido del escarpe principal) aún no están bien desarrollados, lo que implica un menor tiempo de exposición a la meteorización y, por tanto, una menor edad para el desencadenamiento de la remoción.

6.1.3 Edades relativas de las remociones del sector occidental

La propuesta de una edad máxima no implica necesariamente el orden en el que se desencadenaron las remociones. Para ello es útil observar los rasgos geomorfológicos de las mismas, tal como se hizo con las remociones frontales.

Entre las remociones A1 y A2 existe un contraste particularmente marcado en el desarrollo de los depósitos coluviales: A1 muestra el depósito coluvial más desarrollado de la zona occidental, mientras que la remoción A2 apenas si muestra un incipiente desarrollo de depósitos por caídas de roca (es decir, el escarpe de A2 se observa de manera muy clara, al contrario del escarpe de la remoción A1, que se encuentra prácticamente cubierto). De este modo, se propone que A1 es más antigua que A2.

Adicionalmente, la remoción A2 sería la causante del bloqueo de la red de drenaje principal, el cual generó niveles lacustres con material carbonoso susceptible de ser datados en las terrazas fluvio-aluviales ubicadas inmediatamente al este (Farías, 2003). Sin embargo, es posible que los depósitos de dicha remoción correspondan a un evento de reactivación posterior a su desencadenamiento original. A continuación se exponen los argumentos que avalan esta posibilidad.

La remoción A2 presenta bloques removidos de algunos cientos de metros que, hacia el norte, exhiben la ladera fresca de la Formación Altos de Pica y, hacia el sur, muestran un depósito coluvial relativamente bien desarrollado (Figura 6-3). Esto podría implicar que A2 tuvo 2 eventos de activación: el primero, habría dado pie al desarrollo de un depósito coluvial entre el escarpe original (superficie de ruptura S_1 en la Figura 6-3) y la remoción original; el segundo evento, dado que su superficie de ruptura (S_2) habría estado

ubicada más al norte que la anterior, movilizó un bloque completo hacia el sur; el depósito coluvial, que ya estaba desarrollado con anterioridad, se habría trasladado solidario al bloque, generando lo que se muestra en la Figura 6-3.



Figura 6-3. Al centro, se observa un bloque con la estratigrafía de la Formación Altos de Pica mirando hacia el norte, y con un importante depósito coluvial cubriéndolo hacia el sur. Además, en la imagen se indican las posibles superficies de ruptura (S_1 y S_2), ver texto.

Otra posibilidad, es que la acumulación de los depósitos coluviales que se observan en la Figura 6-3 no se haya generado a partir de un escarpe de remoción. Bien podrían haberse depositado debido a una pared originada por la incisión del río. En este caso, A2 no mostraría evidencias de una reactivación.

La importancia de esta definición (es decir, saber si A2 posee o no un evento de reactivación), radica en el hecho de que una datación de la materia carbonosa incluida en los niveles lacustres de las terrazas fluvio-aluviales (ubicadas inmediatamente al este), ofrecería la edad de la reactivación y no de la remoción original.

Si solo se considera el argumento del desarrollo los depósitos coluviales como indicador de edad relativa, entonces A2 sería la remoción más joven de todas las remociones de quebrada, y A1 la más antigua, siendo difícil establecer una cronología relativa para el resto de las remociones.

6.2 ACTIVIDAD DE LAS ESTRUCTURAS

Tomando como base la cronología expuesta en la sección 6.1, la actividad de las estructuras que interesa analizar es la que ocurre desde el Plioceno tardío en adelante (momento a partir del cual se habrían comenzado a desencadenar las remociones).

Como se muestra en la figuras 6-4 y 6-5, a partir de los 8 Ma, correspondientes a la 4° etapa de evolución propuesta por Farías *et al.* (2005), existe una disminución importante de la tasa de alzamiento relativo (el cual disminuye de ~ 1 mm/a a 0,02 mm/a), y ocurre una transferencia de la deformación hacia las flexuras más occidentales (Calacala y menores).

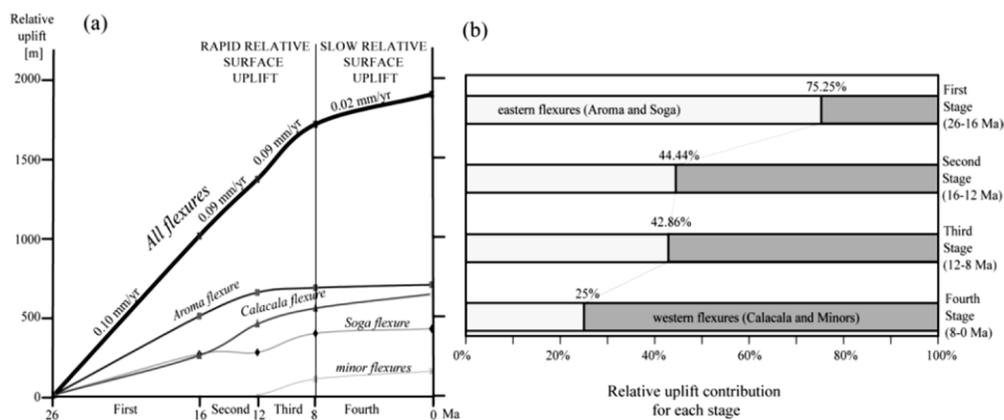


Figura 6-4. (a) tasas de alzamiento relativo acomodado por las flexura Soga, Aroma, Calacala y menores durante las 4 etapas de evolución. La línea negra sólida muestra el total, y se observa la disminución de las tasas a partir de los 8 Ma, junto con el desplazamiento de la deformación hacia el oeste (flexuras Calacala y menores) ; (b) porcentaje de alzamiento relativo acomodado por las flexuras (Aroma y Soga vs Calacala y menores) durante cada una de las etapas. Extraído de Farías *et al.* (2005).

Flexure	Soga	Aroma	Calacala	Minor	Total
<i>First Stage, 26–16 Ma</i>					
Relative uplift, m	260	500	250	?	1010
Rate, mm/yr	0.03	0.05	0.03	?	0.10
<i>Second Stage, 16–12 Ma</i>					
Relative uplift, m	10	150	200	?	360
Rate, mm/yr	<0.01	0.04	0.05	?	0.09
<i>Third Stage, 12–8 Ma</i>					
Relative uplift, m	120	30	100	100	350
Rate, mm/yr	0.03	0.01	0.03	0.03	0.09
<i>Fourth Stage, 8–0 Ma</i>					
Relative uplift, m	30	20	90	50	190
Rate, mm/yr	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.02

Figura 6-5. Detalle del alzamiento relativo acomodado por cada una de las flexuras durante cada una de las etapas Extraído de Farías *et al.* (2005).

La Figura 6-5 muestra que, en los últimos 8 Ma, la Flexura Calacala acomodó 90 m de alzamiento relativo. Suponiendo una tasa de deformación constante, dicha flexura habría acomodado un alzamiento relativo de ~ 35 m durante el Plioceno tardío – Presente; las flexuras Aroma y Soga, por su parte, habrían acomodado ~ 8 y ~ 12 m respectivamente, y ~ 20 m las flexuras menores.

La Figura 6-6 muestra los regímenes tectónicos que estarían operando desde el Plioceno en adelante. En ella, se observa que al sur de los 19°30', en la zona de la Depresión Central y Precordillera, las estructuras estarían acomodando una deformación N-S mediante un régimen tectónico de *strike-slip*. Lo anterior fue inferido por Farías *et al.* (2005) a partir de las evidencias de movimiento dextral N-S y de cuencas de *pull-apart* en la Precordillera de la zona de Altos de Pica, y a partir de los mecanismos focales de los sismos de Aroma ($M_w = 6,3$; 2001) y Chusmiza ($M_w = 5,1$; 2002).

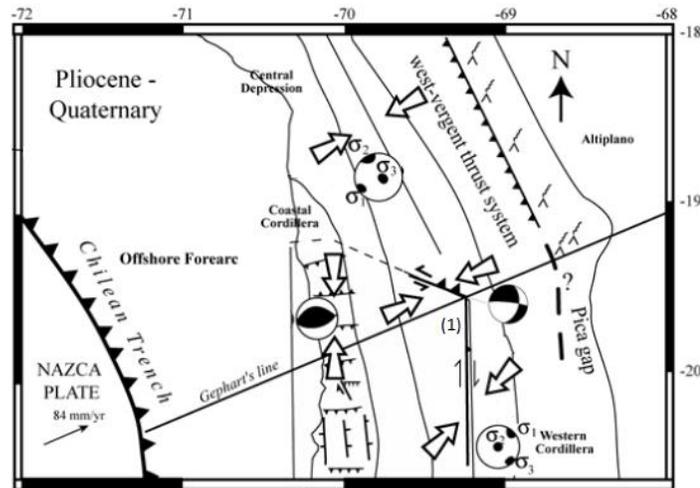


Figura 6-6. Regímenes tectónicos durante el Plioceno – Cuaternario. En el (1) se ubica la falla ciega vinculada a la Flexura Aroma. Notar que la convergencia de la placa de Nazca es perpendicular a la orientación de las estructuras al norte de los 19°30', y oblicua al sur. Esto explicaría el movimiento transcurrente de la falla ciega Aroma. Modificado de Farías *et al.*, 2005.

Para la región de Aroma, este movimiento de *strike-slip* estaría siendo acomodado por la reactivación de la falla ciega Aroma, que sería la única falla actualmente activa en la zona de estudio (Farías *et al.*, 2005).

Los 55 m de alzamiento relativo acomodado en los últimos 3 Ma por las flexuras Calacala y menores, sugiere que las fallas asociadas a estas flexuras probablemente sí estuvieron activas durante ese periodo, a pesar de que actualmente no se registre actividad sísmica en ellas.

Por esta razón, probablemente todas las fallas vinculadas a las flexuras de la zona de estudio estuvieron activas durante el Plioceno tardío – Presente. Sin embargo, las que habrían aportado el mayor *input* sísmico, habrían sido las fallas ciegas relacionadas con las flexuras Calacala (que durante los últimos 3 Ma registra las mayores deformaciones) y Aroma (que muestra actividad sísmica actual, y que habría acomodado el movimiento de *strike slip* durante el Plioceno - Presente). La zona de transferencia de la Falla Soga no cuenta con información respecto a sus tasas de alzamiento relativo por lo que no se puede ni asumir ni descartar su actividad durante este periodo.

Lo anterior es significativo para el análisis de la ocurrencia de las remociones, ya que la actividad de estas fallas suministra la condición de posibilidad para el *background* sísmico cortical, el cual se ha propuesto como factor gatillante de remociones en masa en la región de Camiña (Pinto *et al.*, 2008; Farías, 2012). Esto es discutido en la sección 6.3.2.

6.3 FACTORES GATILLANTES DE LAS REMOCIONES EN MASA

6.3.1 Lluvias y volcanismo

Tomando en consideración las edades máximas estimadas para las remociones (Plioceno tardío – Presente), se puede asumir que las condiciones climáticas en la zona ya

eran de hiper aridez en la Precordillera y Depresión Central cuando estas fueron desencadenadas (sección 2.6). En tales circunstancias pluviales, las precipitaciones suelen ser de corta duración, lo que es un escenario indicado para la generación de remociones superficiales, pero no para remociones profundas (Aleotti, 2004; Kim *et al.*, 2004). Por lo tanto, al menos en este dominio geomorfológico, es poco probable que el causante de la detonación de las remociones hayan sido grandes eventos de lluvias.

Por su parte, las remociones frontales, ubicadas en el extremo oriental de la Precordillera, si bien están afectas a la caída de fuertes precipitaciones en periodos más prolongados de tiempo, tienen dimensiones tan grandes y afectan a roca tan profunda, que resulta improbable que hayan sido gatilladas por lluvias, pues el agua como factor detonante no suele remover volúmenes tan extensos (Aleotti, 2004; Kim *et al.*, 2004).

Adicionalmente, para el periodo Plioceno - Cuaternario, el volcanismo ya había migrado hacia su posición actual (propagándose de oeste a este) (Farías *et al.*, 2005), descartándolo como posible gatillante de las remociones. De este modo, resta analizar la posibilidad de que el factor gatillante corresponda a sismos.

6.3.2 Sismos

Utilizando los datos de Keefer (1984) y Rodríguez *et al.* (1999), se puede suponer el escenario extremo (muy poco probable) de que todas las remociones estudiadas en la cuenca de Aroma se hayan desencadenado en el mismo evento sísmico (o en el mismo enjambre de eventos sísmicos). En este escenario, la magnitud mínima capaz de generar un área removida de $\sim 80 \text{ km}^2$ (que corresponde al área total de las remociones mapeadas en este trabajo) es de ~ 5 (M_s/M_w) (Figura 6-7). Esto quiere decir que, solo a partir de un sismo de esta magnitud, es posible remover un área de $\sim 80 \text{ km}^2$.

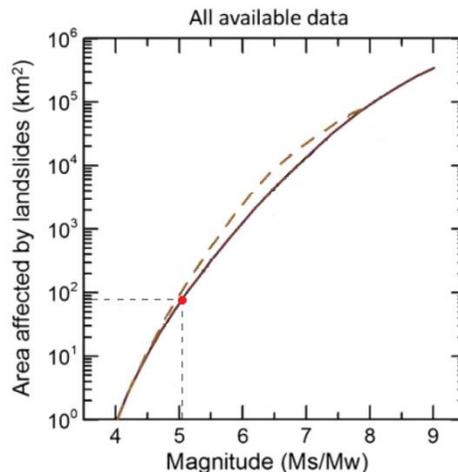


Figura 6-7. Gráfico de la magnitud sísmica mínima que es capaz de generar una cierta área removida. La envolvente punteada corresponde a Rodríguez *et al.* (1999), y la línea sólida pertenece a Keefer *et al.* (1984). Modificado de Delgado *et al.* (2011).

Si atendemos al hecho de que las remociones de la zona de estudio probablemente se desencadenaron en distintos eventos sísmicos, entonces necesariamente el área removida que se debería considerar en la Figura 6-7, debería ser menor que los $\sim 80 \text{ km}^2$ graficados,

lo que reduciría aún más la magnitud del sismo (o enjambre de sismos) responsable del desencadenamiento de las remociones. Cabe resaltar el hecho de que esta magnitud corresponde a una magnitud mínima, es decir, desde esa magnitud en adelante sería posible desencadenar dicha área removida.

Las envolventes que se muestran en la Figura 6-7, fueron confeccionadas por Keefer (1984) y Rodríguez *et al.* (1999), a partir la base de datos mundial de remociones en masa, la cual incluye a todos los tipos de remociones. No obstante, es ampliamente reconocido en la literatura científica que los *slumps* de roca y las avalanchas de roca necesitan mayores magnitudes que los demás tipos de remociones para poder desencadenarse. En este sentido, según Rodríguez *et al.* (1999), los *slumps* de roca se generarían solo a partir de un sismo $M_s = 5,9$, y las avalanchas de roca a partir de un $M_s = 6,5$.

Si estas magnitudes generan *slumps* y avalanchas, resulta pertinente preguntarse hasta qué distancia epicentral, dados dos sismos de estas características, sería posible desencadenar remociones en masa.

La Figura 6-8 responde a esta pregunta, utilizando la envolvente propuesta por Keefer (1984): sismos de magnitudes $M_s = 5,9$ y $M_s = 6,5$, generarían remociones hasta una distancia epicentral máxima de ~ 25 y ~ 80 km respectivamente.

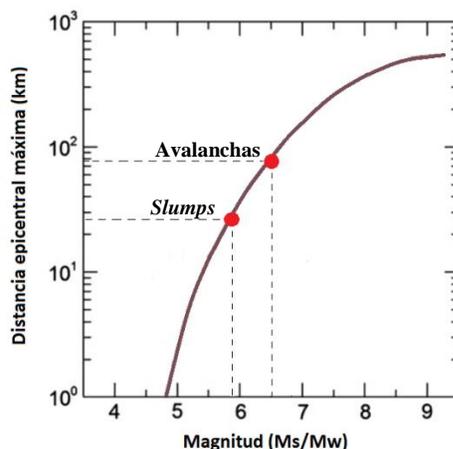


Figura 6-8. Relación de Keefer (1984) para la envolvente de la distancia epicentral vs la magnitud sísmica. Dada una magnitud sísmica, la intersección con el gráfico entrega la distancia epicentral máxima en la que se podrían generar remociones coherentes. Modificado de Delgado *et al.*, 2011.

Sin embargo, hay que notar el hecho de que las bases de datos utilizadas tanto por Keefer (1984) como por Rodríguez *et al.* (1999), están construidas a partir de remociones en masa de dimensiones mucho menores que las que existen en la zona de estudio. Esto implica que las magnitudes sísmicas mínimas consideradas en la Figura 6-8 ($M_s = 5,9$ y $M_s = 6,5$, para *slumps* de roca y avalanchas de roca respectivamente) propuestas por Rodríguez *et al.* (1999), están sub-estimadas para el caso de las remociones presentes en la cuenca de Aroma (es decir, en la zona de estudio se requerirían magnitudes más grandes para generar las remociones que allí se encuentran depositadas); mientras que, la envolvente de la Figura 6-8, propuesta por Keefer (1984), sobre-estima la distancia epicentral máxima con respecto

a lo que se tiene en la zona de estudio (vale decir, en Aroma, las fuentes sísmicas debieron estar a distancias epicentrales menores).

En términos del registro que existe en la zona de estudio, si bien no se cuenta con el catastro preciso de las remociones que generó el terremoto de Aroma ($M_w = 6,3$; 24 de Julio, 2001), sí se sabe que no se observaron remociones comparables a los tamaños de las que ya estaban depositadas en el lugar (M. Farías, com. pers.).

Adicionalmente, según Farías (2003), el sismo del 14 de enero de 2002 (de menor magnitud que el terremoto de Aroma del 2001), sí logró generar deslizamientos y caídas de roca (bloques de hasta 10 m de diámetro) principalmente en el sector oriental, pero que tampoco fueron comparables a las remociones más antiguas presentes en la zona.

De esta manera, lo que se rescata del análisis anterior, es que las magnitudes necesarias para detonar las remociones presentes en la quebrada de Aroma, deberían estar por sobre los $M_w = 6,3$ para el caso de los *slumps* de roca (restricción que surge a partir de la evidencia del terremoto de Aroma), y por sobre los $M_s = 6,5$ para las avalanchas de roca (restricción propuesta por Rodríguez *et al.*, 1999).

Atenuación de la aceleración sísmica

Otra manera de abordar el problema, es preguntarse por la aceleración sísmica necesaria para desencadenar este tipo de remociones en masa. Una vez que se estima esta aceleración sísmica necesaria, se analiza qué magnitudes sísmicas pueden provocarla, y hasta qué distancias epicentrales (pues no es lo mismo estar sobre el epicentro de un sismo somero, que a 20 o 30 km de distancia epicentral)

Para ello, cabe mencionar que los aparatos sismográficos registran la aceleración sísmica en las 3 dimensiones espaciales (x, y, z). La *peak ground acceleration* (PGA), corresponde a la aceleración máxima registrada considerando las 3 dimensiones. Sin embargo, para los terremotos superficiales, la PGA suele ser en alguna de las 2 dimensiones horizontales (en cuyo caso se denomina *peak horizontal acceleration*, o PHA). El hecho de que un sismo tenga su aceleración peak en una componente horizontal, no quiere decir que la aceleración vertical haya estado ausente. Por otro lado, mientras mayor es la aceleración vertical, menor es la aceleración horizontal que se necesita para desestabilizar una ladera. Por lo tanto, un análisis detallado de la estabilidad de talud, debe considerar estas correlaciones para ofrecer resultados representativos. No obstante, debido al registro de datos que se tiene de la zona de estudio, y para simplificar el análisis, se consideró que las PGA son PHA para sismos corticales superficiales, y a partir de ellas se analizó si es posible que la actividad de las fallas presentes en la zona de estudio haya sido la responsable del desencadenamiento de las remociones en masa.

Según lo indicado en la sección 2.8.3, el deslizamiento de Latagualla (región de Camiña), se habría generado a partir de una aceleración sísmica peak de 0,8 g, en un contexto donde el nivel de aguas subterráneas se encontraba cercano a la superficie (aumentando la presión de poros y reduciendo la calidad geotécnica de la roca). Este valor de 0,8 g está calculado para un deslizamiento cuyas dimensiones son mayores a la

generalidad de las remociones encontradas en la quebrada de Aroma. Esto indica que, en la zona de estudio, la aceleración sísmica necesaria para generar las remociones, podría haber sido incluso menor que 0,8 g. En contraparte, Latagualla habría deslizado a lo largo de un nivel de arcillas (el cual no se observa en la quebrada de Aroma), lo que abre la posibilidad de que las remociones presentes en la zona de estudio hayan sido generadas por aceleraciones sísmicas mayores a 0,8 g. Por lo tanto, más que un valor de PGA fijo, tiene mayor validez hablar un rango de aceleración sísmica a partir del cual las remociones podrían ser generadas. En este sentido, Sepúlveda *et al.* (2008) indican que las 2 remociones mayores originadas por el terremoto superficial de Las Melosas (1958), en Chile central, se habrían generado a partir de un rango de PGA entre 0,6 g y 1,2 g.

Por lo expuesto anteriormente, para este estudio se consideró el escenario de una PGA necesaria de 0,8 g (restricción obtenida de Pinto *et al.* (2008)), y a partir de los resultados obtenidos se discute sobre los escenarios de una PGA necesaria de 0,6 g y de 1,2 g (restricciones obtenidas de Sepúlveda *et al.* (2008)).

La PGA de un sismo cortical de cierta magnitud, sufre una atenuación relativamente rápida con respecto a la distancia epicentral. En la Figura 6-9, se presenta la atenuación de la PGA para un sismo cortical con mecanismo focal *strike slip* $M_w = 6,0$ en California, USA. Debe notarse que la línea azul corresponde a una línea de tendencia, la cual está asociada a una dispersión de datos medidos directamente por estaciones sismográficas. Según esta dispersión (puntos grises en la Figura 6-9), para este sismo se alcanzaron aceleraciones $> 0,8$ g hasta 8 km de distancia epicentral. No obstante, la línea de tendencia azul intercepta los 8 km de distancia epicentral en $\sim 0,3$ g.

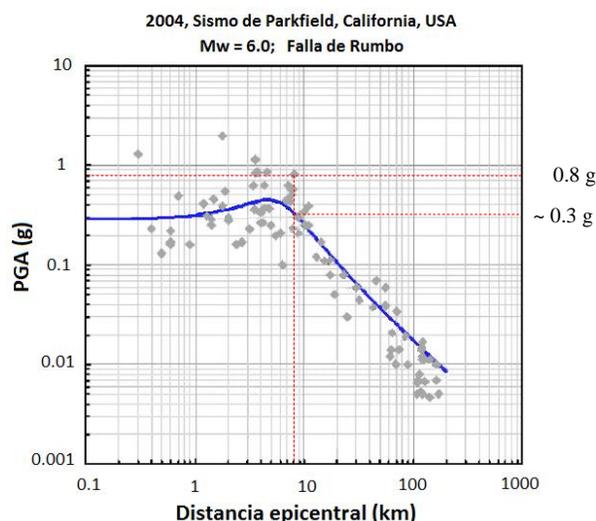


Figura 6-9. Atenuación de la PGA de un sismo $M_w = 6,0$ con respecto a la distancia epicentral. La línea azul corresponde a la línea de tendencia que representa la dispersión de los datos obtenidos por la red sismográfica (puntos grises). Considerando esta dispersión de datos, los 0,8 g se alcanzan hasta distancias epicentrales de 8 km, a pesar de que la línea de tendencia indique que a 8 km, la aceleración sísmica que se alcanza es de $\sim 0,3$ g. Modificado de Graizer *et al.* (2007).

La Figura 6-10 muestra las atenuaciones de la PGA para distintas magnitudes de sismos corticales someros, tanto para fallas inversas como de rumbo, en California, USA.

Se observa que, para una misma magnitud sísmica, las fallas inversas alcanzan mayores valores de PGA que las fallas de rumbo. En la región de Aroma, ambos tipos de fallas habrían estado activas durante el Plioceno tardío – Presente (sección 6.2). Si bien las líneas de tendencia de la Figura 6-10 no alcanzan a superar los 0,8 g, es posible que la dispersión de los datos (a partir de la cual se trazaron esas líneas de tendencias) sí superaran dicha aceleración.

Si se aplica el mismo criterio de dispersión de datos de la Figura 6-9 (vale decir, que a partir de los ~ 0,3 g de una línea de tendencia, la dispersión de datos sí alcanzaría una PGA de 0,8 g) a los datos de la Figura 6-10, se obtienen las siguientes relaciones: para sismos $M_w = 4,5$, no se alcanzan PGA cercanas a 0,8 g; para $M_w = 5,5$, se alcanzan en distancias epicentrales < 5 km para fallas de rumbo y < 8 km para fallas inversas; para $M_w = 6,5$, < 11 km para fallas de rumbo y < 15 km para fallas inversas; y para $M_w = 7,5$, < 15 km para fallas de rumbo y < 20 km para fallas inversas. Es decir, si se piensa en la actividad sísmica cortical como factor desencadenante, la cercanía a la fuente se propone como una restricción fuerte en la generación de las remociones en masa. Para la zona de estudio, las remociones se ubican a < 15 km del eje de la Flexura Aroma (sección 5.3.1).

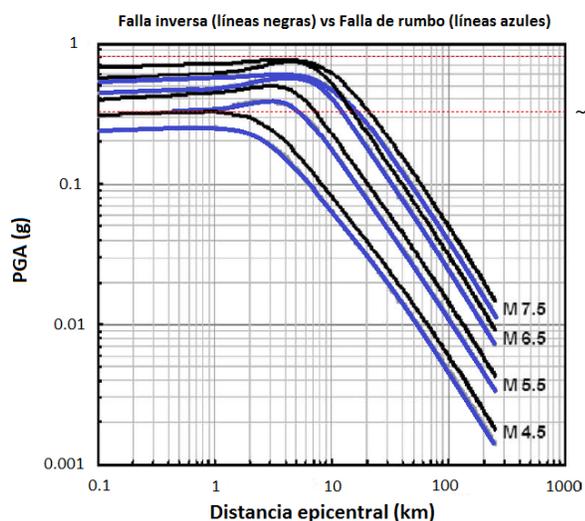


Figura 6-10. Atenuación de PGA vs distancia epicentral para sismos de distintas magnitudes, tanto para fallas inversas como de rumbo. Para una misma magnitud, los sismos provocados por fallas inversas (líneas negras) alcanzan aceleraciones mayores que los provocados por fallas de rumbo (líneas azules). Las líneas rojas horizontales marcan las aceleraciones de 0,8 g y ~ 0,3 g (ver texto). Modificado de Graizer *et al.* (2007).

Campos *et al.* (2005), exponen que los sismos corticales de California, USA, alcanzan menores PGA que los sismos corticales del norte de Chile. Por lo tanto, es posible extrapolar estos resultados de atenuación sísmica al contexto chileno, acotando el problema por debajo.

La Figura 6-11 muestra la distribución epicentral de los sismos corticales someros (puntos morados) registrados desde el año 1997 en la zona de estudio (datos facilitados por D. Comte, com. pers.). Los círculos interiores grises delimitan las zonas de mayor densidad de sismos, propuestas en este estudio. En rojo (semi transparente) se muestra la zona que

alcanzaría una $PGA > 0,8$ g para sismos de magnitud $M_w = 6,5$, en una falla de rumbo (es decir, 11 km de distancia epicentral calculados a partir del borde de los círculos interiores grises); para sismos $M_w = 7,5$, esta zona se extiende hasta el sector amarillo (es decir, 15 km de distancia epicentral).

Como se observa en la Figura 6-11, la zona roja incorpora a la totalidad de las remociones frontales, y a gran parte de las remociones de quebrada. Mientras que, si se agrega la franja amarilla, quedan incorporadas todas las remociones en masa del sector de estudio. Se destaca el hecho de que, en ambos escenarios, podrían verse afectadas incluso remociones en masa de la quebrada de Tarapacá, ubicada al sur de la quebrada de Aroma.

Sin embargo, este análisis está confeccionado solo a partir de la sismicidad actual; es posible que, durante los últimos 3 Ma, haya existido el *input* sísmico de otras fallas corticales, las que también habrían aportado energía para generar las remociones. Estas fallas adicionales podrían ser la Falla Soga, o bien las fallas ciegas asociadas a las flexuras Calacala, Soga o menores. No obstante, tal como se mencionó en la sección 6.2, la falla que probablemente tuvo la mayor actividad, y que además corresponde a la falla más cercana a las remociones del sector occidental, es la falla ciega vinculada a la Flexura Calacala.

Hipóticamente, si se hace un análisis semejante al de la Figura 6-11, esta vez considerando la falla ciega asociada a la Flexura Calacala como la fuente sísmica (la cual actualmente no muestra actividad sísmica), se tendrían que considerar ~ 15 km de distancia epicentral para sismos $M_w = 6,5$ y ~ 20 km para sismos $M_w = 7,5$, pues dicha falla probablemente habría actuado como falla inversa (sección 6.2). Este escenario implicaría una distribución de zonas (en rojo y en amarillo) que también incorporaría a la totalidad de las remociones en masa presentes en la zona de estudio. Sin embargo, si tal fuera el caso, serían esperables remociones en masa al oeste de la Flexura Calacala, las cuales no se observan. Por otro lado, estos ~ 20 km de distancia epicentral máxima, correspondería al límite en el que un sismo cortical superficial sería capaz de generar remociones en masa, lo que se contrasta de buen modo con lo expuesto por Pinto *et al.* (2008) (ver sección 2.8.3).

Dado que no hay información para constreñir la actividad de la Falla Soga, no se puede considerar como candidato para generar las remociones de la zona de estudio, pero tampoco es posible descartarla.

El análisis anterior sugiere que, para una PGA necesaria de 0,8 g, tanto la falla ciega asociada a la Flexura Aroma, como aquella vinculada a la Flexura Calacala, podrían haber generado por sí solas la totalidad de las remociones de la zona de estudio, destacándose la posibilidad de que hayan actuado de manera conjunta.

Haciendo el mismo análisis para una PGA necesaria de 0,6 g, las zonas en rojo y en amarillo alcanzan los mismo radios que los presentados en la figura 6-11 (esto se debe a que el registro de datos es muy limitado), por lo que, en este escenario, se concluye exactamente lo mismo que se expone en el párrafo anterior; por su parte, para una PGA necesaria de 1,2 g, las zonas en rojo y en amarillo disminuyen su radio en 4 km respecto a la figura 6-11, a partir de lo cual se concluye que, en este escenario, solo la actuación de

manera conjunta de ambas fallas podría generar la totalidad de las remociones de la zona de estudio.

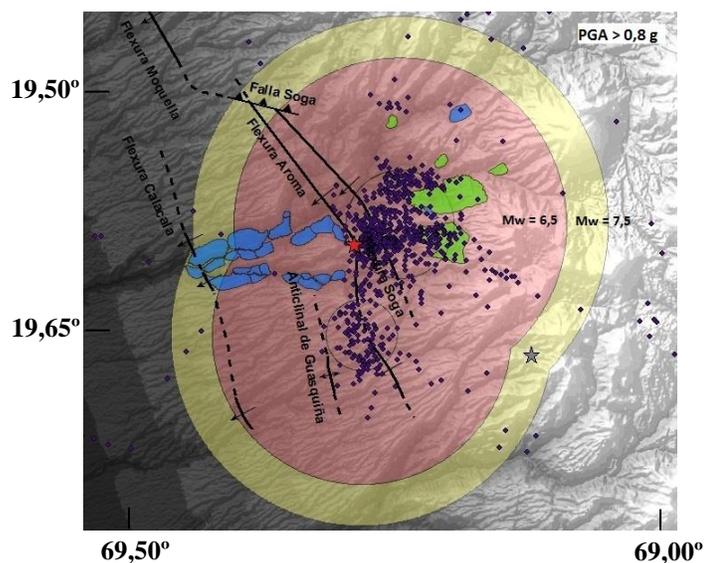


Figura 6-11. Registro de epicentros de los sismos corticales someros (< 20 km de profundidad) de los últimos 15 años (puntos morados) en la región de Aroma; remociones de quebrada en azul y remociones frontales en verde; los dos círculos interiores grises marcan las dos zonas con mayor densidad de sismos; la zona roja (semi transparente) marca el lugar donde se alcanzarían $PGA > 0,8$ g para sismos $M_w = 6,5$ (11 km de distancia epicentral a partir del borde de los círculos interiores); la zona roja más la zona amarilla marca el lugar donde se alcanzarían $PGA > 0,8$ g para sismos $M_w = 7,5$ (15 km de distancia epicentral a partir del borde de los círculos interiores). La estrella roja es la ubicación del terremoto de Aroma (14 de julio, 2001, $M_w = 6,3$), y la estrella gris es la ubicación del terremoto de Chusmiza (14 de enero, 2002, $M_w = 5,6$).

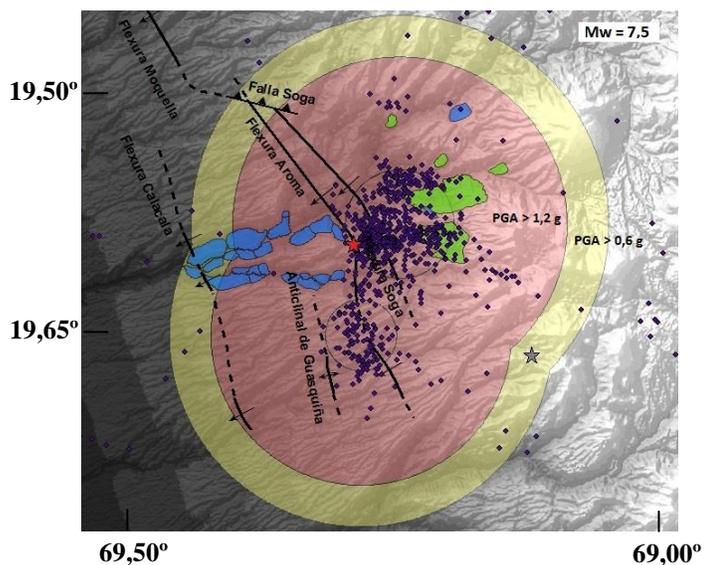


Figura 6-12: dada una distribución de sismos $M_w = 7,5$, la zona roja semi transparente indica los lugares donde se alcanzarían $PGA > 1,2$ g; la zona roja más la franja amarilla, indican los lugares donde se alcanzarían $PGA > 0,6$ g. Estos valores de PGA son un posible rango dentro del cual se podrían haber generado las remociones en masa de la quebrada de Aroma. La simbología se detalla en la figura 6-11.

Comentario sobre la sismicidad de interplaca e intraplaca oceánica como mecanismo gatillante

Como se mencionó en la sección 2.8.2, Darrozes *et al.* (2007) propusieron 2 escenarios sísmicos donde el deslizamiento de Latagualla pudo haberse desencadenado: un movimiento cortical somero ($M_w \sim 7$, a 15 km del deslizamiento), o un movimiento de interplaca profundo ($M_w > 9$, a 110 km del deslizamiento).

Sin embargo, existen 3 evidencias que contrastan con la segunda posibilidad. Por un lado, una de las características del terremoto de interplaca del Maule (27 de febrero, 2010, $M_w = 8,8$), en Chile, fue la escasa ocurrencia de remociones en masa, y el reducido tamaño de las que se generaron (Sepúlveda *et al.*, 2012). Por otro lado, si el factor detonante para las remociones del norte de Chile fueran sismos de interplaca profundos, con $M_w > 9$, entonces sería esperable observar una distribución relativamente homogénea de las remociones a lo largo del flanco occidental del Altiplano; no obstante, la presencia de dichas remociones parece estar espacialmente vinculada a las estructuras del WTS. Por último, el registro sísmico mundial indica que la ocurrencia de eventos $M_w > 9$ es muy escasa.

Además de lo propuesto por Darrozes *et al.*, (2007), otra posibilidad de gatillante son los sismos de intraplaca oceánica. Para la zona de estudio, el sismo registrado más grande de este tipo corresponde al de Tarapacá (13 de junio, 2005, $M_w = 7,8$), cuyo epicentro se ubicó a 115 km hacia el este de la ciudad de Iquique, y tuvo una profundidad entre 90 y 115 km (Delouis & Legrand, 2007). Sin embargo, a pesar de haber generado serios problemas a nivel de construcciones civiles, este sismo no generó remociones en masa comparables a las que se encuentran en la quebrada de Aroma (Universidad de Chile, 2005).

Estos argumentos sugieren que, la generación de las grandes remociones en masa en el norte de Chile, es más probable que haya sido a partir de sismos corticales superficiales que de sismos de interplaca o de intraplaca oceánica, lo que se condice de buen modo con lo expuesto por Pinto *et al.* (2008) y Farías (2012) para el extremo norte de Chile, y con Sepúlveda (2011, 2012) para Chile central.

6.4 OBSERVACIONES GEOMORFOLÓGICAS FINALES

A continuación se presentan ciertas observaciones realizadas a lo largo del estudio, las que sin embargo no están directamente vinculadas al objetivo general del mismo, pero que igualmente podrían ser un aporte en el conocimiento de la geología de la zona.

6.4.1 Posición de los *knickzones* en la región de Aroma, y el posible vínculo con el GWS.

Al trazar los *knickzones* de las cuencas de las quebradas de Aroma, Guasquiña y Tarapacá, quedan delimitadas 3 franjas de *knickzones* (Figura 6-13). La incisión principal de las quebradas (es decir, aquella que ha permitido el afloramiento de la Formación Altos

de pica y del Mesozoico) solo se ubica aguas abajo de dichas franjas. La franja de la cuenca de Guasquiña se ubica ~ 20 km más al occidente que las otras 2. Si se considera que estas franjas de *knickzones* se propagan aguas arriba, y que las 3 debieron haber comenzado su recorrido aproximadamente al mismo tiempo (ya que todas se producirían como la respuesta al último alzamiento, post 10 Ma), la posición “anómala” de la franja de Guasquiña sería interpretada como un “retraso”, probablemente debido a que esta cuenca posee una captación de aguas mucho menor con respecto a las otras 2, y por ende, una mucho menor fuerza erosiva, lo que redundaría en una tasa menor de propagación hacia el este de la franja de *knickzones*.

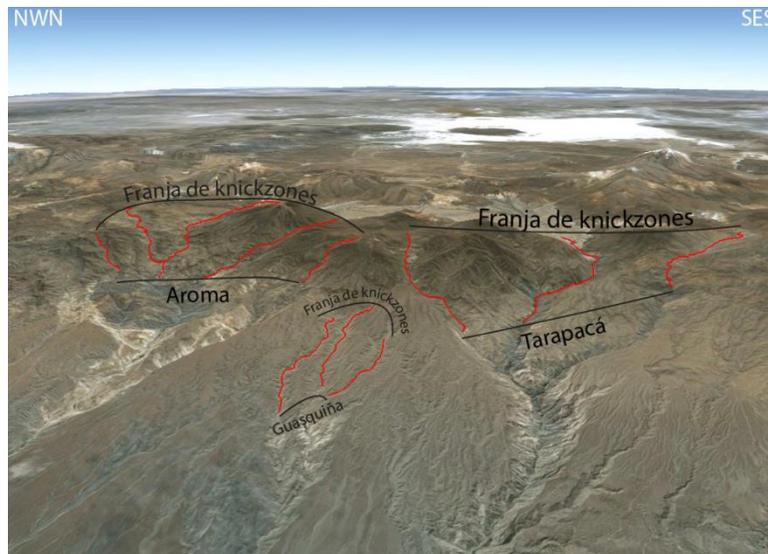


Figura 6-13. Delimitación de los *knickzones* (líneas rojas) para las cuencas de las quebradas de Aroma, Guasquiña y Tarapacá. Queda en evidencia que los *knickzones* se disponen de modo sub paralelo, formando “franjas de *knickzones*”. La franja asociada a la cuenca de Guasquiña se ubica ~ 20 km más al occidente que las otras 2 franjas. La incisión principal solo acontece al occidente de cada franja. Imagen modificada de Google Earth.

Dado que el desarrollo de la cuenca de Guasquiña habría sido más lento que el de las otras 2 cuencas, su geomorfología actual bien podría considerarse como un estado anterior (o en formación) de la cuenca de Aroma.

La cuenca de Guasquiña, en el extremo occidental de su franja de *knickzones*, muestra un proceso activo de GWS, evidenciado por la presencia de vegetación en las morfologías de anfiteatro que estarían activas, justo por donde brotarían manantiales de aguas subterráneas (Figura 6-14). Adicionalmente, a lo largo de la franja de *knickzones* de esta cuenca, se observa un abundante registro de morfologías de GWS en la Formación El Diablo, en las quebradas secundarias.

Estas observaciones sugieren un posible vínculo entre la posición de la franja de *knickzones* y el GWS, en el sentido de que, dichas franjas, en su trayecto aguas arriba, bien podrían estar acompañadas por un proceso activo de GWS, el cual se encargaría de ir

produciendo el canal principal, así como también de ir propagando lateralmente la incisión, aumentando las superficies erosionadas y aportando en el ensanchamiento de las quebradas.

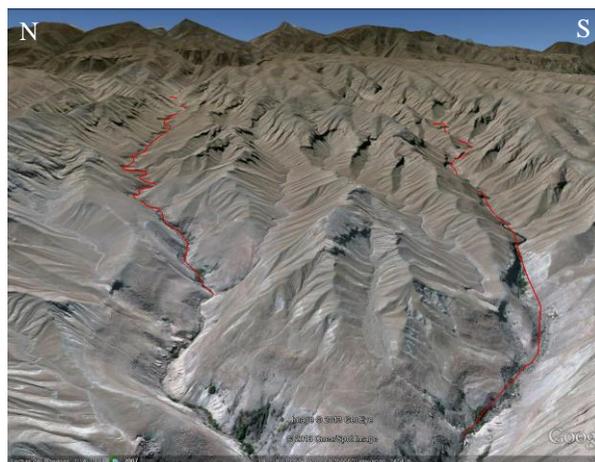


Figura 6-14. Zoom a la cuenca de la quebrada de Guasquiña. En rojo se marcan 2 de los 3 knickzones principales. Se observa la Formación El Diablo erosionada mediante diversos canales laterales de GWS, los que se ubican dentro de la franja de knickzones. Los manantiales de las quebradas principales (morfologías de GWS donde se observa vegetación), sugieren que el proceso de socavación por aguas subterráneas se encuentra activo. Imagen modificada de Google Earth.

6.4.2 GWS en las regiones aledañas, y el posible vínculo con las remociones en masa

Fariás (2012) propone que el GWS se encuentra directamente relacionado con los deslizamientos de la Precordillera, al observar en su zona de estudio las morfologías típicas de GWS con deslizamientos confinados en ellas. Lo anterior sería un indicador de la presencia de aguas subterráneas durante la génesis de dichas remociones.

En la región de Altos de Pica, existen dos quebradas que ilustran particularmente bien este fenómeno (Figura 6-15). La imagen (a) de la Figura 6-15, muestra el material removido justo en la cabecera del canal de erosión; la imagen (b), muestra cómo la cabecera del canal continuó su trayecto aguas arriba, dejando la remoción inserta en la línea del cauce.

Las remociones confinadas a este tipo de cabeceras, solo tienen la posibilidad de moverse en dirección E-W, lo que las convierte en remociones frontales. Si todas las remociones frontales se gatillaran de este modo, existiría una relación directa entre ellas y el proceso de GWS. Sin embargo, en términos generales, existe una gran cantidad de remociones frontales en las que el confinamiento a un canal erosivo por GWS no puede ser determinado con la misma claridad que las ilustradas en la Figura 6-15.

En la cuenca de Aroma, la remoción A6 (deslizamiento de Sotoca), exhibe 2 pequeños canales de erosión por GWS que la atraviesan (Figura 6-16). Esta remoción, sin embargo, no se observa confinada a ningún canal de erosión en particular. Por su parte, la remoción A5 (deslizamiento de Chiapa), no muestra morfologías claras de GWS (Figura 6-

17). Por lo tanto, el vínculo genético entre estas 2 remociones y el GWS, no resulta evidente.



Figura 6-15. Ejemplos de remociones en masa (líneas azules) confinadas a canales de erosión por GWS, en la región de Camiña. Imágenes modificadas de *Google Earth*.



Figura 6-16. Imagen 3D de la remoción A6 (deslizamiento de Sotoca, encerrado por la línea azul). Si bien se observan dos canales pequeños de erosión por GWS, su vínculo genético con este proceso no queda claro.



Figura 6-17. Imagen 3D de la remoción A5 (deslizamiento de Chiapa). Esta remoción no exhibe canales claros de erosión por GWS.

6.5 PROPUESTA DE NOMENCLATURA

El nombre de las “remociones de quebrada” da cuenta de una característica espacial, mientras que las “remociones estructurales” aluden a una particularidad geológica. Sin embargo, probablemente tanto las remociones de quebrada como las estructurales fueron gatilladas por la actividad de las estructuras presentes en la zona de estudio; adicionalmente, tal como mencionan Pinto *et al.* 2008 y Farías (2012), es probable que el resto de las remociones en masa presentes en la Depresión Central y Precordillera del norte de Chile, también estén vinculadas genéticamente a sismos corticales (es decir, a la actividad de estructuras). Por lo tanto, para las remociones estructurales, se propone el nombre de “remociones de frente cordillerano”, o bien “remociones frontales”, haciendo alusión a que caen desde el frontis occidental del Altiplano hacia el oeste. De este modo, ambos nombres harían referencia a un rasgo espacial.

7. CONCLUSIONES

Una característica regional de las remociones en masa presentes en el flanco occidental del Altiplano, en el norte de Chile, es que existen dos dominios principales: uno, agrupa a las remociones en masa que caen en dirección aproximadamente E-W, las que suelen estar ubicadas en el sector oriental de la Precordillera, tener volúmenes más grandes en comparación al otro dominio y comprometer material correspondiente a los edificios volcánicos miocenos de la Cordillera Occidental; el segundo, corresponde a las remociones en masa que caen hacia el interior de las quebradas de dirección E-W (tales remociones, por lo tanto, tienen una dirección de movimiento aproximadamente N-S). Estas últimas, suelen generarse más hacia el occidente, alcanzan menores volúmenes y comprometen el material correspondiente a la cobertura volcánica sedimentaria del Oligoceno – Neógeno. Las segundas se denominan “remociones de quebrada”, y para las primeras se propone el nombre de “remociones frontales” (en vez del nombre “remociones estructurales”, como fue consignado por Farías (2012)).

En la zona de estudio se mapearon 26 remociones, de las cuales 24 se clasificaron como remociones de quebrada y 2 como remociones frontales. En términos de la clasificación de Cruden y Varnes (1996) y Keefer (1984), se reportaron 19 *slumps* de roca, 1 deslizamiento compuesto de roca y 6 avalanchas de roca. El área y volumen total removidos es de 76,15 km² y 8,37 km³, respectivamente.

En términos de las características morfométricas, se obtuvieron las siguientes conclusiones: las dimensiones de las remociones frontales son, en promedio, mayores que las dimensiones de las remociones de quebrada; las dimensiones de las avalanchas de roca son, en promedio, mayores que las dimensiones del único deslizamiento compuesto, y que los *slumps*; la relación entre la razón H/L y el volumen es decreciente; las relaciones entre área y volumen, y entre *runout* y volumen, son crecientes; los parámetros morfométricos obtenidos para las avalanchas de roca y para los *slumps*, se correlacionan bien en el orden de magnitud con los datos respectivos de Farías (2012) en la región de Camiña; los volúmenes de las remociones A5 y A6 (deslizamientos de Chiapa y Sotoca, respectivamente) son del mismo orden de magnitud que los deslizamientos de Miñimiñi y Latagualla (entre 1 y 5 km³), y de menor orden de magnitud que el colapso de Lluta (entre 10 y 100 km³). Las remociones A5 y A6 corresponden al 55,8% del volumen total removido en la zona de estudio.

Se propone que la disminución en la calidad geotécnica de la roca in situ debido al efecto directo de las estructuras (flexuras Soga, Aroma, Calacala, menores y Anticlinal de Guasquiña) no ha sido un factor condicionante en la generación de las remociones en masa depositadas en la zona de estudio. Adicionalmente, se propone que la actividad sísmica cortical somera es más probable como agente desencadenante de las remociones que la actividad sísmica de interplaca o de intraplaca oceánica.

Las estructuras que, con mayor probabilidad habrían aportado el *background* sísmico cortical para desencadenar las remociones, serían las fallas ciegas vinculadas a las flexuras Aroma y Calacala. Si se supone una PGA necesaria para generar las remociones entre 0,6 g y 0,8 g, se propone que, cada una de las dos estructuras por sí sola, pudo haber

suministrado la carga sísmica suficiente para desencadenar la totalidad de las remociones de la zona de estudio, destacándose la posibilidad de una actuación conjunta entre ambas; sin embargo, si se supone una PGA necesaria de 1,2 g, entonces solo una actuación entre ambas estructuras habría podido desencadenar la totalidad de las remociones. Se propone además que el alcance máximo de un enjambre de sismos ($M_w = 7,5$ en una falla inversa) capaz de generar este tipo de remociones no supera los 20 km, lo que otorgaría una restricción espacial importante para la generación de las mismas, si se considera que solo han sido desencadenadas por sismos corticales. En cuanto a la magnitud sísmica necesaria para comenzar a gatillarlas, se proponen sismos corticales $M_w > 6,3$ para *slumps* de roca, y $M_s > 6.5$ para avalanchas de roca.

Considerando un modelo simplificado de incisión por *knickzone retreat*, se estimó una edad máxima de las remociones de quebrada plioceno tardía (~ 3 Ma). Por su parte, la generación de las remociones frontales podría haberse generado con independencia a la posición del *knickzone*, ya que A5 se muestra incidida por la quebrada de Aroma. Por lo tanto, el modelo de evolución propuesto no aporta restricciones a la edad máxima de las mismas. Estas solo pudieron ser acotadas por observaciones geomorfológicas (resistencia de sus rasgos morfológicos a la erosión), a partir de las cuales A5 resultaría más antigua que A6. No obstante, dado las tasas de precipitaciones presentes en el lugar de estas dos remociones (extremo oriental de la Precordillera) se propone una edad relativamente reciente para ambas, sin poder acotar precisamente de cuándo serían.

Por último, las observaciones geomorfológicas finales realizadas en este estudio, indican que el vínculo del GWS con las remociones frontales de la quebrada de Aroma no puede ser determinado con claridad. Adicionalmente, se observa que la “franja de *knickzones*” asociada a la quebrada de Guasquiña, se encuentra “retrasada” (más al occidente) respecto a la franja de sus quebradas vecinas (Aroma y Tarapacá), lo que se interpreta como el efecto de la menor capacidad de captación de aguas de su cuenca. El abundante registro de GWS en dicha quebrada sobre la Formación El Diablo, su vínculo espacial con la franja de *knickzones* y la presencia de GWS activo en las quebradas principales, son evidencias sugerentes acerca de un posible vínculo entre este mecanismo de erosión (GWS) y el proceso de *knickzone retreat*.

8. REFERENCIAS

- Abele, G., 1974. Berggürtze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 25 230 pp.
- Aleotti, P., 2004. A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology* No. 73, Elsevier, p. 247-265.
- Alpers, C., Brimhall, G., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 100, 1640– 1656.
- Börgel, R., 1983. Geomorfología. Instituto Geográfico Nacional, Tomo II, p. 23-67.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. and Duncan, C. (1996) Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature*, 379, 505-510.
- Charrier, R., and Vicente, J.C., 1972. Liminary and geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine-Chilean Andes. *Solid Earth Problems Conference, Upper Mantle project, Buenos Aires (1970)*, Vol. 2, p. 451-470.
- Campos, J., Ruiz, S., Perez, A., Ruiz, J., Kausel, E., Thiele, R., Saragoni, R., Sepúlveda, S.A., 2005. Terremotos corticales de Las Melosas 1958, Chusmiza 2001 y Curicó 2004: Un análisis comparativo de los terremotos de Northridge 1994 y Kobe 1995. Nuevos antecedentes para el peligro sísmico de Chile. IX Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Paper A01- 8, Concepción, Chile.
- Charrier, R., Muñoz, N., 1997. Geología y tectónica del Altiplano chileno. In: Charrier, R. (Ed.), *El Altiplano: Ciencia y conciencia en los Andes*, Universidad de Chile, p. 23–31.
- Charrier, R., A. Cha´vez, S. Elgueta, G. Hérail, J. J. Flynn, D. Croft, A. Wyss, and M. García (2002), Rapid tectonic and paleogeographic evolution: The Chucal Anticline, Altiplano of Arica, northern Chile, paper presented at 5th International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. de Rech. Pour le Dév. (IRD), Toulouse, France.
- Charrier, R., Chávez, A.N., Elgueta, S. Hérail, G., Flynn, J.J., Croft, D.A., Wyss, A.R., Riquelme, R. and García, M., 2005b. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal Anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 19, p. 35-54.
- Comte, D., and M. Pardo (1991), Reappraisal of the great historical earthquake in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Nat. Hazard*, 4, 23 – 44.
- Comte, D., C. Dorbath, L. Dorbath, M. Farías, C. David, H. Haessler, B. Glass, E. Correa, I. Balmaceda, A. Cruz, and L. Ruz (2003a), Distribución temporal y en profundidad de las réplicas del sismo superficial de Aroma, Norte de Chile del 24 de Julio de 2001, paper presented at 10th Congreso Geológico Chileno, Univ. de Concepción, Concepción, Chile, 6 – 10 Oct.

- Comte, D., C. Dorbath, R. Boroschek, L. Dorbath, B. Glass, E. Correa, C. Meneses, A. Cruz, H. Haessler, and M. Frogneux (2002), Shallow seismicity around the Arica bend in western Altiplano piedmont, *Eos Trans. AGU*, 83(47), Fall Meet. Suppl. Abstract S71C-1112.
- Cortés, J., 2011. Evolución Depositacional y Tectónica Neógena del Altiplano Chileno entre los 19°22'S y 19°42'S. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Cruden, D.M., 1991. A simple definition of a landslide. *International Association for Engineering Geology Bulletin* p. 43, 27-29.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, en Turner, K., y Schuster, R.L., ed., *Landslides investigation and mitigation: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247*, 36–75.
- Dade, W. B., and H. E. Huppert (1998), Long-runout rockfalls, *Geology*, 26(9), 803– 806.
- Darrozes, J., Soula, J.C., Ingles, J., 2007. Analyse of the Tarapacá palaeolandslide (North Chile) using generalized Newmark approach and implications on present-day large scale landslide. EGU Topical Conference Series 2nd Alexander von Humboldt Conference on The Role of Geophysics in Natural Disaster Prevention, Lima, Peru, AVH2-A-000197.
- David, C., Martinod, J., Comte, D., Hérail, G. and Haessler, H., 2002. Intracontinental seismicity and Neogene deformation of the Andean forearc in the region of Arica (18,5°S-19,5°S). *Proc. 5th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, Toulouse, France, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), p. 171-174.
- Delgado, J. Garrido, C. López-Casado, S. Martino, J.A. Peláez, 2011. On far field occurrence of seismically induced landslides. *Engineering Geology* 123 (2011) 204–213.
- Delouis, B., and D. Legrand (2007), Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L01304, doi:10.1029/2006GL028193.
- Dunai, T.J., González, G. and Juez-Larré, J., 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, Vol. 33, N° 4, p. 321-324.
- Farías, M. 2003. Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S-19°45'S. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 160 p.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell S., Cáceres, J., Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S). *Tectonics*, Vol. 27, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Hérail, G., 2005. Late Cenozoic uplift of western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30' S°). *Tectonics* 24, TC4001. doi:10.1029/2004TC001667.

- Fariás, V., 2012. Análisis Geomorfológico de Mega Deslizamientos entre las Quebradas Camarones y Tiliviche, Región de Tarapacá. Memoria para optar al Título de Geóloga, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Galli, C., 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de la puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Minerales* 56, 14–26.
- Galli, C., Dingman, I., 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea. Provincia de Tarapacá. Escala 1:50.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, Vol. III, Nos. 2, 3, 4 y 5, Santiago.
- Galli, C. (1967). Pediplain in northern Chile and the Andean uplift, *Science*, 158, 653 – 655.
- García, M. (1996), Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile), thesis, Dep. de Geol., Univ. de Chile, Santiago.
- García, M. (2002). Évolution Oligo-Néogène de l’Altiplano occidental (arc et avant-arc du Nord du Chili, Arica) tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Université Joseph Fourier.
- García, M., & Hérail, G. (2005). Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology*, 65(3-4), 279-300. doi:10.1016/j.geomorph.2004.09.007.
- García, M., Hérail, G., Charrier, R., 1996. The Cenozoic forearc evolution in Northern Chile: the border of the Altiplano of Belén (Chile). Third International Symposium on Andean Geodynamics. Institut Français de Recherche pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Saint Malo, France, pp. 359– 362.
- García, M., Riquelme, R., Fariás, M., Hérail, G., & Charrier, R. (2011). Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing? *Journal of the Geological Society*, 168(4), 1047-1060. doi:10.1144/0016-76492010-134.
- Garreaud, R., Molina, A. & Fariás, M. 2010. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modelling perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 292, 39–50.
- GEMMA, 2007. Movimientos en Masa para la Región Andina: una Guía para la Evaluación de Amenazas. Publicación Geológica Multinacional N° 4.
- Goren, L., and Aharonov, E., 2007. Long runout landslides: The role of frictional heating and hydraulic diffusivity. *Geophysical Research Letters*, VOL. 34, L07301, doi:10.1029/2006GL028895.
- Graizer, V., and Kalkan, E., 2007. Ground Motion Attenuation Model for Peak Horizontal Acceleration from Shallow Crustal Earthquakes. *Earthquake Spectra*, Volume 23, No. 3, p. 585–613.
- Gregory-Wodzicki, K. (2000), Uplift history of central and northern Andes: A review, *Geol. Soc.*

Am. Bull., 112, 1091 – 1105.

Harambour, S., 1990. Geología pre-Cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 228 p.

Hartley, A.; Chong, G.; Houston, J.; Mather, E. 2005. 150 million years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society of London* 162: 421-424.

Hauser, A., 1993. Remocines en Masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín N°45.

Hoke, G., Isacks, B., Jordan, T. & Yu, J. 2004. Groundwater-sapping origin for the giant quebradas of northern Chile. *Geology*, 32, 605–608.

Hoke, G.D., Isacks, B.L., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J. & Ramezani, J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18830'–228S. *Tectonics*, 26, TC5021, doi:10.1029/2006TC002082.

Houston, J. & Hartley, A. 2003. The Central Andean west slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyperaridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23, 1453–1464.

Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., y Hutchinson, J.N., 2001, Review of the classification of landslides of the flow type: *Environmental and Engineering Geoscience*, v. 7, p. 22–238.

Isacks, B. L. (1988), Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, 93, 3211 – 3231.

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

Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society Of America Bulletin*, 49(4), 406-421. Retrieved from <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0148906285923940>.

Kim, J., Jeong, S., Park, S., Sharma, J., 2004. Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. *Engineering Geology* No. 75, Elsevier, p. 251-262.

Korup, O., Clague, J., Hermanns, R., Hewitt, K., Strom, A., Weidinger, J., 2007. Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 261 p. 578–589.

Legros, F. (2002), The mobility of long-runout landslides, *Eng. Geol.*, 63, 301–331.

Martinod, J., D. Comte, C. David, M. Vallée, G. Hérail, L. Audin, and M. Farías, 2002. Superficial crustal seismicity in northern Chile and the seismic cycle on the Nazca subduction zone, paper presented at EGS XXVI General Assembly, Eur. Geol. Soc., Nice, France.

- Montecinos, F., 1963. Observaciones de geología en el Cuadrángulo de Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Undergraduate Thesis, Departamento de Geología, Univ. Chile, Santiago, 109 p.
- Muñoz, N., Sepúlveda, P., 1992. Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'S). *Rev. Geol. Chile* 19, 241–247.
- Muñoz, V., 2007. Evolución morfoestructural del piedemonte altiplánico chileno durante el Cenozoico Superior entre la quebrada Tarapacá y la quebrada de Sagasca (19°45'S – 20° 15'S). Memoria para optar al Título de Geóloga, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Naranjo, J., 1997. Hallazgo de una gigantesca avalancha de detritos del Cenozoico Superior en Oxaya, Región de Tarapacá. In: Charrier, R. (Ed.), *El Altiplano: Ciencia y conciencia en Los Andes*. Universidad de Chile, Santiago, pp. 69–74.
- Naranjo, J.A., Paskoff, R., 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°–21° S). *Actas IV Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, 5, 149–164.
- New, M., Lister, D., Hulme, M. & Makin, I. 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research*, 21, 1–25.
- Parraguez, G. 1998. Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región Tarapacá, Chile. Memoria de Título de Geólogo (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 108 p.
- Parraguez, G., 1997. Sedimentología y geomorfología productos de la tectónica cenozoica en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región, Tarapacá, Chile, tesis, Departamento de Geología, Univ. Chile, Santiago, 104 pp.
- Parraguez, G., Hérail, G., Roperch, P., Lavenu, A., 1997. Significado tectónico de la geomorfología del margen continental del Norte de Chile (Región de Arica). *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Chile, 1, 205–209.
- Pérez, G., 1972. Cuadrángulo Pachica. Escala 1:50.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile, Inédito N° 1356, 100 p.
- Pilger, R., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 141, p. 793-802.
- Pinto, L., Hérail, G., & Charrier, R. (2004). Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella (19°15'S, norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31(1), 19-44.
- Pinto, L., Hérail, G., Sepúlveda, S. a., & Krop, P. (2008). A Neogene giant landslide in Tarapacá, northern Chile: A signal of instability of the westernmost Altiplano and palaeoseismicity effects. *Geomorphology*, 102(3-4), 532-541. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.geomorph.2008.05.044.

- Pinto, L., Hérail, G., Sepúlveda, S.A., Krop, P., Darrozes, J., 2007. The Latagualla megalandslide Tarapacá region, Northern Chile: an example of Cenozoic instability of the Andean arc of the Bolivian orocline. EGU Topical Conference Series 2nd Alexander von Humboldt Conference on The Role of Geophysics in Natural Disaster Prevention, Lima, Peru, AVH2-A-000205.
- Riquelme, R., 1998. Estratigrafía y deformación de las unidades cenozoicas del borde altiplánico chileno (18°35' - 19°00' S / 69° 00' - 69°30' W). Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 124 p.
- Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., Darrozes, J., 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Andes, Southern Atacama Desert (26°S–28°S). *Geomorphology* 86, 283–306.
- Rodriguez, C.E., Bommer, J.J. & Chandler, R.J., 1999. Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 325-346.
- Salas, R., Kast, R., Montecinos, F., Salas, I., 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín 21, 130 pp.
- Schlunegger, F., Zeilinger, G., Kounov, A., Kober, F. & Hüsler, B. 2006. Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18°S). *Terra Nova*, 18, 217–223.
- Universidad de Chile, 2005. Seminario: “el terremoto del norte grande (Tarapacá) del 13 de junio del 2005. Lecciones de su reconstrucción”.
- Sempere, T., G. Hérail, J. Oller, and M. Bonhomme (1990), Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia, *Geology*, 18, 946 – 949.
- Sepúlveda, S.A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E.A., Rebolledo, S., Verdugo, R., 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering*, 12 (3), 432-455.
- Sepúlveda, S.A., 2011. Remociones en masa generadas por terremotos y su relación con las fuentes sísmicas: observaciones de casos recientes en Chile. Actas XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Simposio S10D, p.620-621.
- Sepúlveda, S., Rebolledo, S., Farías, M., Vargas, G., Arriagada, C., 2012. Efectos Geológicos del Sismo del 27 Febrero de 2010. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Strecker, M.R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., and Trauth, M.H., 2007, Tectonics and climate of the Southern Central Andes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, p. 747–787, doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.
- Tobar, A., R. Salas, and R. Kast (1968), Cuadrángulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapacá, *Carta Geol. Chile*, 19 – 20, 13 pp.
- Uhlig, D., Seyfried, H., Wörner, G., Kohler, I., Schröder, W., 1996. Landscape evolution in northernmost Chile (18,5°–19,5°S): implication in the tectonic, sedimentary, and magmatic

- history of the Central Andes. Third Second International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG). ORSTOM, St. Malo, pp. 745–748.
- Vargas, G.; Ortlieb, L. 1998. Patrones de variaciones climáticas durante el Cuaternario tardío en la costa de la Región de Antofagasta, Chile. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 27 (3): 385-394.
- Varnes, D. J., 1978, Slope movements types and processes, en Schuster R.L., y Krizek R.J., ed, *Landslides analysis and control: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 176, 9–33.*
- Victor, P. and Oncken, O., 1999. Uplift and surface morphology of the Western Altiplano: An effect of basal accretion and tectonic shortening? *Proc. 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Göttingen, Germany, 04-06.*
- Victor, P., 2000. Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und Krustenverdickung in N-Chile (20-21°S). PhD Thesis, Freie Universität Berlin, Berlin, 99 p.
- Victor, P., Oncken, O. and Glodny, J., 2004. Uplift of the western Altiplano plateau (Northern Chile). *Tectonics*, Vol. 23, TC4004, doi:101029/2003TC001519.
- Vögel, S., 1975. Geología y Geomorfología de Cuadrángulo Poconchile, Provincia de Arica. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 187 p.
- Vögel, S. and T. Vila, 1980. Cuadrángulos Arica y Poconchile, Región de Tarapacá, *Carta Geol. Chile*, 35, 24 pp.
- Zavala, V., en preparación. Evidencia de glaciación en borde occidental del Altiplano: implicancias climáticas y tectónicas. Memoria para optar al Título de Geóloga, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Anexo 2

Tabla 9-1. Detalle de los parámetros morfométricos obtenidos para cada una de las remociones mapeadas. Nombre de la remoción (N°), diferencia de altura (H), *runout* (L), ángulo de viaje (α), espesor máximo (D_d), ancho del depósito (W_d), largo del depósito (L_d), razón H/L, área (A) y volumen (V). Los parámetros H, L, α , D_d , W_d y L_d están en metros.

N°	H	L	α	D_d	W_d	L_d	H/L	Á (km ²)	V (km ³)
A1	377	2098	10	183	3760	1512	0,18	5,97	0,545
A2	465	2685	10	181	3775	2195	0,17	6,22	0,785
A3	324	1415	13	87	2450	1178	0,23	2,72	0,131
A4	511	1710	17	84	500	1448	0,30	0,68	0,032
A5	937	4445	12	316	5150	3593	0,21	18,67	3,061
A6	597	4037	9	207	3960	3725	0,15	13,05	1,599
D1	286	1178	14	132	1860	1044	0,24	1,49	0,134
D2	244	1079	13	90	2050	918	0,23	1,57	0,089
D3	292	1334	13	125	1075	955	0,22	1,03	0,067
D4	294	1264	13	133	1560	991	0,23	1,41	0,108
D5	322	1481	13	146	1805	1097	0,22	1,66	0,151
D6	386	981	23	115	620	690	0,39	0,32	0,026
D7	536	1935	16	135	2140	1282	0,28	2,71	0,194
D8	462	1474	18	85	2230	1267	0,31	2,71	0,126
D9	336	1161	17	80	1720	848	0,29	1,27	0,061
D10	433	1523	17	227	3600	1278	0,28	4,82	0,547
D11	221	766	17	76	1700	568	0,29	0,82	0,038
D12	229	1017	13	115	990	800	0,23	0,8	0,048
D13	399	894	27	124	1300	661	0,45	0,87	0,056
D14	250	1216	12	137	1230	911	0,21	0,9	0,080
D15	427	1230	20	79	1600	1007	0,35	1,32	0,067
D16	211	878	14	104	960	634	0,24	0,46	0,033
D17	372	1437	15	156	2240	1057	0,26	1,71	0,193
D18	398	1298	18	133	1530	936	0,31	1,18	0,100
D19	355	1330	15	85	1360	868	0,27	1,06	0,053
D20	328	1125	17	88	1080	817	0,29	0,76	0,041

