



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

CARACTERIZACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA OCURRENCIA DE REMOCIONES EN MASA EN EL VALLE DEL RÍO LLUTA, ENTRE CHAPISCA Y SOCOROMA, REGIÓN DE ARICA Y PARINACOTA, CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MATÍAS GUSTAVO CUADRA ÍÑIGUEZ

PROFESOR GUÍA

SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

MARISOL LARA CASTILLO

SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

SANTIAGO DE CHILE

2017

**RESUMEN DE MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Matías Gustavo Cuadra Iñiguez
FECHA: 31/07/2017

PROFESOR GUÍA: Sofía Rebolledo Lemus

**CARACTERIZACION DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA OCURRENCIA DE
REMOCIONES EN MASA EN EL VALLE DEL RÍO LLUTA, ENTRE CHAPISCA Y
SOCOROMA, REGIÓN DE ARICA Y PARINACOTA, CHILE.**

El valle del río Lluta, ubicado en la región de Arica y Parinacota, presenta una geomorfología muy encajonada, producto del clima y de procesos tectónicos y erosivos. En este valle, las precipitaciones asociadas al Invierno Altiplánico generan diversos procesos que afectan plantaciones e infraestructura impidiendo un desarrollo económico sustentable del valle.

Dado lo anterior, en el presente trabajo se realiza un estudio de susceptibilidad asociado a 3 tipos de remociones en masa: caídas de rocas, deslizamientos de suelo y deslizamientos de rocas.

Para el análisis de susceptibilidad se utiliza la metodología de Lara (2007), la cual pondera factores condicionantes, dando como resultados índices de susceptibilidad (IS). Las unidades que presentan $IS \geq 50$ se consideran susceptibles a generar uno de los procesos mencionados. Los resultados muestran que la zona de estudio presenta un índice de susceptibilidad a caídas de rocas que oscila, principalmente, entre 60 y 85; para deslizamientos de suelos un IS entre 50 y 74 y, para deslizamientos de rocas un IS entre 62 y 80. A partir de los resultados se confeccionaron 3 mapas que muestran que la zona es altamente susceptible a estos tipos de remociones en masa.

Adicionalmente, se realizó un análisis de las precipitaciones asociadas al Invierno Altiplánico y su relación con la ocurrencia de aluviones. Como resultado se comprobó la relación entre precipitaciones y altura, además, que estos fenómenos meteorológicos son variables a escala de cuenca hidrográfica. Como antecedente se estimó que precipitaciones de 11 a 18 mm/día generaron aluviones históricos en la Región de Tarapacá. Los 11 mm fueron registrados en un lapso de 4 horas en la estación QDA Camiña para el evento hidrometeorológico de Tarapacá 2016.

Dedicatoria

Le dedico este trabajo a muchas personas, las cuales han sido parte fundamental de mi vida.

A mi madre, quien siempre ha estado ahí por mí en todos los momentos.

A mi abuelo que me mira desde lo alto de las montañas, bailando tango y orgulloso de su nieto.

A mi abuela, quien siempre ha mostrado su cariño y apoyo en todo momento.

A Constanza, mi primer y verdadero amor, por su compañía, afecto y dedicación a lo largo de este tiempo.

A mis hermanos, no de sangre, pero si de corazón, Constanza y Carlos, quienes hicieron de mi infancia y adolescencia un viaje constante, distante pero hermoso a Buin para compartir tantas experiencias y momentos.

A mi tíos, Yaqui y Carlos, por aceptarme tantos años en su casa de Buin.

A Don Mauricio y Victoria por aceptarme en su casa tantos sábados y domingos, sobretodo, para las finales de la Copa América.

A mi Padre por acompañarme y aconsejarme durante todos estos años.

A mis amigos del Colegio, Chino, Pingo y Anibal, por las vivencias compartidas y el aguante de tantos años.

A mis amigos de Bachi, Tata, David, Carloto, Edo, Caro, Javi, JP, Gonzalito, JayP, Gonzalo, Cuzmar entre muchos otros que siempre estuvieron ahí y que de seguro la vida nos seguirá uniendo.

A mis geo-amigos, Nacho, Vale, Dani, Spiess, Nicha, Beto, Coni, UCP, a todos los ratas, sedas y los maestros geopatagones (son tantos que se me acabaría la página).

A todos los miembros de DTS, que han sido parte de mi vida durante todo el periodo universitario, Tio, Jamiro, Zapla, Edo, Boti, Alonso, Penguin y tantos otros.

A Jaidefinichon y el Goth por proporcionarme el ocio y la entretención durante esos grandes periodos de stress.

A la selección y al cacique por tantas alegrías.

A las montañas y a la vida.....

Agradecimientos

En primer lugar, agradecer a mis profesores Guía y Co-Guía, Sofía Rebolledo y Marisol Lara, por invitarme a participar en este proyecto y por acércame al área de la geología aplicada. Gracias por su apoyo, guía y paciencia para conmigo, este trabajo es tan mío como de ustedes.

Gracias al profesor Sergio Sepúlveda por su guía a lo largo de este trabajo, así como también, por ser uno de los primeros profesores que tuve en la carrera del cual sentí que había tomado una buena decisión en escoger geología y por orientarme a optar por el área de la geología aplicada.

Muchas gracias a todos los amigos y excelentes compañeros de vida que me han acompañado durante este periodo universitario tan largo. Gracias por esos carretes en los pastos de JGM, por esas juntas en la casa de Carloto, por los terraceos en ñoñef y tantos otros lugares.

Gracias por esas noches de hax con los cabros de DTS, quienes son los más cracks, a pesar de que no hemos ganado la serie A.

Gracias a mis amigos de siempre de geo, Nacho, Vale, Dani, Plaza, Nicha, Spiess, Beto, Coni, UCP, Bugueño entre otros, quienes hicieron que el paso por esta carrera haya sido una de las mejores experiencias de mi vida, así como también, en terreno, en la cima del piuquenes.

Muchas gracias a mi padre por estar ahí y apoyarme durante este periodo universitario, espero que el final de este ciclo sea el comienzo de otro dónde recuperemos el tiempo perdido.

Muchas gracias a mis hermanos de Buin por estar ahí durante mi infancia haciéndome sentir parte de su familia y por todas las experiencias que hemos vivido juntos, tantos veranos, tantos 18 de septiembre, muchas gracias.

Gracias a Constanza, mi primer y verdadero amor, tu apoyo, amor y compañía fueron de vital importancia para que llegar a este punto.

Gracias a mis abuelos, Marina y Eduardo, por esos hermosos momentos de la infancia, por llevarme a la Quinta Normal, al Parque O'Higgins y tantos otros lugares, por ser uno de los pilares fundamentales en mi vida y por formarme como persona.

No puedo dar las suficientes gracias a mi madre, Cecilia, por ser, tanto el pilar, como la base fundamental de mi vida. Sin ti mama no sería nadie, gracias por el amor incondicional, por la paciencia, por aceptarme y sostenerme en todo momento. Sin ti nada de esto habría sido posible.

GRACIAS TOTALES.....

Tabla de Contenido

1. Introducción.....	1
1.1 Objetivos.....	3
1.1.1 General	3
1.1.2 Específicos.....	3
1.2 Ubicación y accesos	3
1.3 Metodología	5
1.3.1 Trabajo en terreno.....	5
1.3.2 Trabajo de Gabinete.....	6
1.4 Antecedentes.....	6
1.4.1 Antecedentes geológicos y metodológicos	6
1.4.2 Antecedentes pluviométricos.....	7
1.4.3 Antecedentes remociones en masa.....	8
2. Marco Geológico y Geomorfológico.....	9
2.1 Geomorfología	9
2.1.1 Planicies Litorales y Farellones Costeros	9
2.1.2 Cordillera de la Costa.....	11
2.1.3 Valles Transversales	12
2.1.4 Pampas	13
2.1.5 Pediplano	14
2.1.6 Precordillera	15
2.1.7 Altiplano	16
2.2 Geología	16
2.3 Tectónica	19
3. Geología y geomorfología local	23
3.1 Geología Local.....	23

3.1.1 Rocas Sedimentarias	23
3.1.2 Rocas Ígneas	25
3.1.3 Depósitos del Cuaternario	29
3.2 Geomorfología local	33
4. Análisis del Invierno Altiplánico en la zona	39
4.1 Clima	39
4.2 Marco referencial de estaciones meteorológicas.....	44
4.3 Registro de precipitaciones zona de estudio	47
4.4 Registro de precipitaciones para eventos de remoción en masa.....	60
4.4.1 Flujo de detritos Camiña (12 marzo 2012)	64
4.4.2 Aluviones en Tarapacá (10 febrero 2013).....	65
4.4.3 Aluviones de roca y barro en Camarones (26 marzo 2015)	66
4.4.4 Aluviones en Tarapacá (23-26 febrero 2016).....	68
4.4.5 Aluviones en Putre (23-26 febrero 2016)	70
4.4.6 Precipitaciones relacionadas a eventos aluvionales	72
5. Evaluación de susceptibilidad de remociones en masa	73
5.1 Delimitación de unidades geomorfológicas	73
5.2 Elaboración tabla de deslizamiento de roca	76
5.3 Evaluación de susceptibilidad	80
5.3.1 Deslizamiento de suelo.....	80
5.3.2 Deslizamiento de rocas	83
5.3.3 Caídas de rocas	85
6. Discusiones	88
7. Conclusiones.....	92
8. Bibliografía	94
Anexos	98

INDICE DE TABLAS

Tabla 4.1: Tabla de estaciones región de Arica y Parinacota	45
Tabla 4.2: Tabla de estaciones meteorológicas provincia de Camarones y región de Tarapacá	46
Tabla 4.3: Registro anual de precipitaciones, periodo enero-marzo	50
Tabla 4.4: Recopilación estadística del registro de precipitaciones de la tabla 4.3	51
Tabla 4.5: Registro anual de intensidad máxima de precipitaciones, periodo enero-marzo.	56
Tabla 4.6: Recopilación estadística de las intensidades máximas registradas por las estaciones de la Tabla 4.1	57
Tabla 4.7: Tabla de intensidad de precipitaciones vs precipitaciones acumuladas en estación Alcerreca en Lluta.....	57
Tabla 4.8: Tabla de intensidad de precipitaciones vs precipitaciones acumuladas en estación Putre-DCP	59
Tabla 4.9: Tabla resumen de eventos de remociones en masa.....	60
Tabla 4.10: Registro de precipitaciones flujo de detritos de Camiña 2012.....	65
Tabla 4.11: Registro de precipitaciones aluviones de Tarapacá 2013	66
Tabla 4.12: Registro de precipitaciones aluviones de roca y barro en Camarones 2015.	67
Tabla 4.13: Registro horario de precipitaciones aluviones de roca y barro en Camarones 2015..	68
Tabla 4.14: Registro de precipitaciones aluviones en Tarapacá 2016	69
Tabla 4.15: Registro horario de precipitaciones aluviones en Tarapacá 2016	69
Tabla 4.16: Registro de precipitaciones aluviones en Putre 2016.....	70
Tabla 4.17: Registro horario de precipitaciones aluviones en Putre 2016.....	71
Tabla 5.1: Tabla de ponderación factores condicionantes para flujos y deslizamiento superficiales y acarreo, zona norte.....	76
Tabla 5.2: Tabla de susceptibilidad para flujos y deslizamiento superficiales y acarreo, zona norte.....	76

Tabla 5.3: Tabla de ponderación de factores condicionantes caídas de rocas y rodados de roca, zona norte.....	77
Tabla 5.4: Tabla de susceptibilidad de caídas de rocas y rodados de roca, zona norte .	78
Tabla 5.5: Tabla de ponderación de factores condicionantes deslizamiento de rocas para la zona de estudio.....	79
Tabla 5.6: Tabla de susceptibilidad de deslizamiento de roca, zona estudio	79

INDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1.1: Zona de estudio.....	4
Figura 1.2: Recorrido en vehículo hasta Chapisca	5
Figura 2.1: Figura dominios geomorfológicos	10
Figura 2.2: Imagen Planicie Litoral, Arica	11
Figura 2.3: Cordillera de la Costa, Arica	12
Figura 2.4: Valle del Lluta, mirando hacia el NE	13
Figura 2.5: Imagen de la Pampa del Tamarugal	13
Figura 2.6: Foto valle del Lluta, flecha roja apunta al límite entre el valle y el Pediplano, orientación NE	14
Figura 2.7: Precordillera Lauca.....	15
Figura 2.8: Volcán Parinacota.	16
Figura 2.9: Carta Arica y Parinacota, zona norte	17
Figura 2.10: Geología Valle del Lluta.....	18
Figura 2.11: Mapa de fallas zona de estudio	22
Figura 3.1: Geología Local Valle del Lluta	23
Figura 3.2: Formación Livilcar (Flecha roja, borde negro), orientación N.....	24
Figura 3.3: Formación Oxaya, flecha roja apuntando a Ignimbrita Poconchile, orientación SW.....	26
Figura 3.4: a) Foto terraza fluvial donde la capa blanca representa la Ignimbrita Lauca, orientación S. b) Foto de la Ignimbrita Lauca con escala, orientación SE.	27
Figura 3.5: a) Intrusivo Lluta, fracturado, orientación NE. b) Intrusivo Lluta cubierto de material coluvial, orientación SW	29
Figura 3.6: Depósito de remoción en masa y quebradas de alta pendiente, orientación NW	31
Figura 3.7: a) Foto de escombros de falda, mirando hacia el SW. b) Foto de cono de deyección, mirando hacia el S	32
Figura 3.8: a) Foto cauce del río mostrando depósitos fluviales, orientación E. b) Foto calicata mostrando los mismos depósitos pero en profundidad	33

Figura 3.9: Terraza fluvial, mirando hacia el N.....	34
Figura 3.10: Quebrada Palmani, mirando hacia el NE	35
Figura 3.11: Perfil E-W, del Colapso del Lluta	36
Figura 3.12: Dominios principales avalancha del Lluta	37
Figura 4.1: Ilustración del contexto climático en el verano del hemisferio sur	40
Figura 4.2: Ilustración de bajas presiones desplazando al Anticiclón de Pacífico, flecha roja indica dirección de desplazamiento de la baja presión.....	41
Figura 4.3: Mediciones de precipitación en las estaciones de la región de Arica y Parinacota, datos de la dirección meteorológica.....	42
Figura 4.4: Esquema vientos cálidos provenientes del Amazonas (flechas amarillas) ..	43
Figura 4.5: Mapa de estaciones meteorológicas (Estaciones Putre y Putre-DCP, superpuestas a la localidad de Putre)	45
Figura 4.6: Mapa de estaciones meteorológicas e isoyetas (anuales) en la zona de estudio	48
Figura 4.7: Mapa de intensidad de precipitación máxima diarias anual (IMA), para la zona de estudio	49
Figura 4.8: Gráfico de precipitaciones anuales en las estaciones Alcerreca Lluta vs Putre-DCP	52
Figura 4.9: a) Comparación Alcerreca-Humapalca-Tacora. b) Alcerreca-Putre	54
Figura 4.10: Gráfico comparativo Alcerreca y Alcerreca en Lluta.....	55
Figura 4.11: Gráfico comparativo Intensidad de precipitación y precipitación acumulada en estación Alcerreca en Lluta.....	58
Figura 4.12: Gráfico comparativo Intensidad de precipitación y precipitación acumulada en estación Putre-DCP	59
Figura 4.13: Mapa de Isoyetas (anuales) Camarones y Camiña.....	62
Figura 4.14: Mapa de Isoyetas (anuales) Pozo Almonte-Huara	63
Figura 5.1: Mapa de polígonos de susceptibilidad	74
Figura 5.2: Mapa de polígonos de susceptibilidad con capa de geología superpuesta ..	75
Figura 5.3: Mapa de susceptibilidad de deslizamiento de suelos.....	82
Figura 5.4: Mapa de susceptibilidad de deslizamiento de roca	84

Figura 5.5: Mapa de susceptibilidad de caídas de rocas	86
Figura 6.1: Talud representativo de la zona de estudio	90

1. Introducción

Las remociones en masa corresponden a procesos de transporte de material definidos como procesos de “movilización lenta o rápida de un determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores” (Hauser, 1993).

Los procesos que ocurren a partir de una superficie de ruptura curva o plana se denominan, respectivamente, deslizamientos rotacionales o deslizamientos traslacionales. En ellos, una gran parte del material se mueve como una masa coherente o semi-coherente con poca deformación interna (USGS, 2008). El carácter descendente se debe a que estos movimientos de masas están fuertemente controlados por la gravedad (Cruden, 1991).

Existen muchas clasificaciones de remociones en masa las cuales se basan en los tipos de materiales involucrados (roca o suelo), mecanismos de ruptura (tipo de movimiento) y grados de saturación, entre otros. De acuerdo a dichos parámetros de clasificación, Hungr *et al* (2014) define 32 tipos de remociones en masa, de las cuales, para el presente estudio, se toman 3 tipos:

- Caídas de rocas (Rock Fall)
- Deslizamiento de roca, tanto plano como en cuña (Rock planar and wedge slide)
- Deslizamiento de suelo (Gravel/sand/debris slide)

En el valle del río Lluta además de los fenómenos de remociones antes mencionados, ocurren, frecuentemente, eventos aluvionales, asociado a flujos de detritos por reactivación de quebradas o a grandes crecidas del río Lluta, los cuales destruyen plantaciones agrícolas y caminos, perjudicando seriamente a los poblados ubicados al final de este valle, tales como las localidades de Chironta, Chapisca y El Tambo, entre otras, causando cuantiosas pérdidas económicas y, en casos más catastróficos, humanas.

Dichos eventos de remociones en masa antes mencionados, así como también, los eventos aluvionales, ocurren, predominantemente, durante los meses de enero a marzo, presentando una estrecha relación con el fenómeno climático del Inverno Altiplánico. Dicho fenómeno provoca fuertes precipitaciones en el Altiplano causando crecidas de ríos y quebradas, las cuales provocan un aumento sustancial en el caudal del río Lluta, afectando a las localidades antes mencionadas (Romero *et al*, 2012).

Los efectos de estas crecidas se ven favorecidos debido a la peculiar geomorfología del valle, producto, tanto del desnivel entre el inicio y el final del mismo (debido a los procesos de erosión e incisión), como a lo encajonado de este, así como también, debido a la mala calidad geotécnica de los afloramientos (alto grado de fracturamiento y meteorización dada la abundante presencia de estructuras en la zona).

Dichas características hacen que la zona del valle sea particularmente susceptible a generar, tanto eventos aluvionales (flujos de detritos y crecidas del río), como remociones en masa (capaces de potenciar las crecidas del río).

Por otro lado, una vez terminada la temporada estival, las lluvias en el Altiplano cesan por completo provocando una considerable disminución del caudal del río, estableciéndose un régimen nival, el cual, una vez derretida toda la nieve, provoca una, aún mayor, disminución del caudal del río, generando sequía, perjudicando a los agricultores de la zona (DGA, 2004).

Dada esta contingencia, uno de los proyectos de la DOH considera la construcción de un embalse de riego (Embalse Chironta) que mantenga estable, durante el año, el caudal del río, así como también, la disponibilidad de agua para los agricultores de la zona. Este embalse, ubicado aguas arriba del río Lluta, se estima que servirá para controlar los efectos, tanto de las crecidas del río, como de los aluviones (flujos de detritos), que puedan bajar por el mismo (DGA, 2016). Cabe señalar que los aluviones pueden tener una componente importante de aportes laterales de caídas de rocas y deslizamientos de suelo y roca (deslizamientos en bloque).

Dado lo antes mencionado, se hace necesario entender cómo se producen estos fenómenos de remociones en masa.

Esto se logra determinando la susceptibilidad de remociones en masa en el valle del Lluta (utilizando la metodología desarrollada por Lara, 2007), la cual se encuentra supeditada a los procesos geomorfológicos acontecidos en el valle (alzamiento tectónico, clima y erosión). Por otro lado, también resulta necesario entender y caracterizar el fenómeno del Invierno Altiplánico, el cual corresponde a uno de los fenómenos gatillantes de remociones en masa y aluviones en la zona de estudio.

En función de lo anterior y dado que no existen antecedentes de trabajos relacionados a esta temática en la zona de estudio, los resultados obtenidos a partir de este trabajo pueden ser de gran utilidad, tanto a la hora de prevenir a los habitantes de la zona, evitando así potenciales pérdidas de vidas humanas, como para comprender de mejor manera el comportamiento de las remociones en masa en el valle, proporcionando, de esta manera, una base de información para las futuras medidas de mitigación a ejecutarse, dada la construcción del Embalse Chironta.

1.1 Objetivos

1.1.1 General

Determinar la susceptibilidad a la ocurrencia de caídas de rocas, deslizamientos de suelo y deslizamientos de rocas en el valle del río Lluta entre Chapisca y Socoroma, región de Arica y Parinacota.

1.1.2 Específicos

- Caracterizar la geomorfología del valle del río Lluta entre las localidades de Chapisca y Socoroma.
- Determinar las características del Invierno Altiplánico en la zona de estudio.

1.2 Ubicación y accesos

El área de estudio se encuentra ubicada en la región de Arica y Parinacota, a unos 45 km al NE de Arica y comprende un área aproximada de $30 \times 12 \text{ km}^2$. Los límites norte y sur lo establecen las cabeceras de las quebradas que drenan el valle, tanto de la ladera norte, como de la sur. Los límites este y oeste se establecen en la confluencia del río Lluta con uno de sus principales afluentes, la quebrada Socoroma, y la localidad de Chapisca, respectivamente. Estos límites establecen el cuadrante delimitado para la realización de este estudio el cual se puede apreciar de mejor manera en la Figura 1.1.

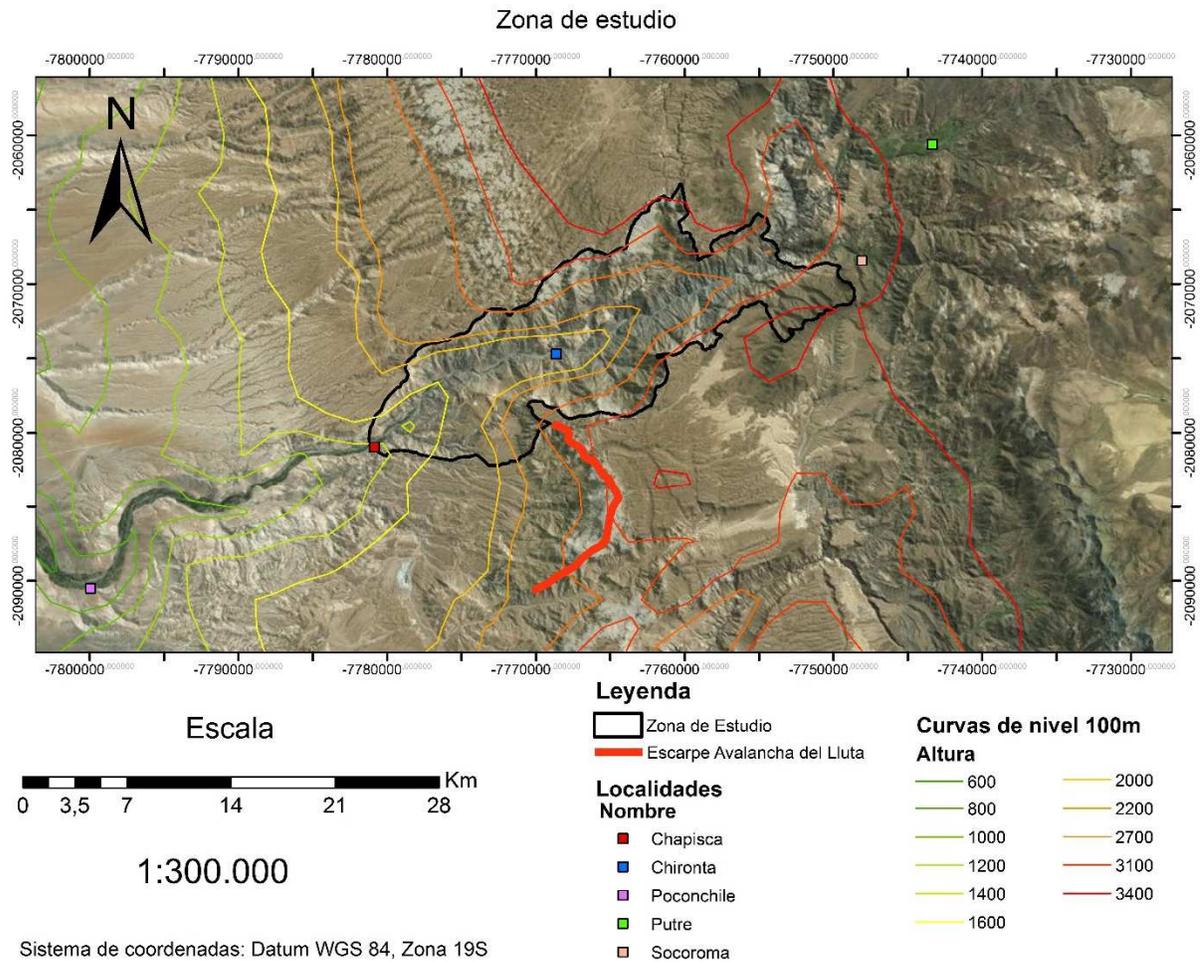


Figura 1.1: Zona de estudio. Fuente: Elaboración Propia.

A la zona de estudio se puede acceder viajando en camioneta por la carretera CH-11 hasta la localidad de El Tambo. En dicha localidad se toma la bifurcación hacia la ruta A-15, la cual hay que seguir hasta la localidad de Chapisca, donde el camino se corta. A partir de este punto, resulta necesario caminar, río arriba, 6 km en dirección E, llegando finalmente al campamento base (coordenadas 419359 mE, 7974795 mS).

En la Figura 1.2 se muestra el recorrido hacia la zona de estudio, descrito en el párrafo anterior.



Figura 1.2: Recorrido en vehículo hasta Chapisca. Fuente: Google Maps.

1.3 Metodología

1.3.1 Trabajo en terreno

El terreno consistió en una expedición de 4 días a la zona del valle del río Lluta de los cuales 1 se usó para llegar al campamento, así como también, para organizar la logística. Con respecto a los 3 siguientes días, 2 correspondieron a trabajo efectivo en terreno visitando distintas locaciones al oriente del campamento base, mientras que el último día de terreno se usó para desarmar el campamento y el posterior retorno a la ciudad de Arica.

En terreno se procedió a realizar la descripción geomorfológica de la zona de estudio, en particular en las zonas adyacentes al campamento base, así como también, a la descripción geológica de los distintos tipos de depósitos y litologías observadas en terreno.

Este trabajo fue debidamente documentado en la libreta de terreno mediante distintas anotaciones y bocetos, así como también, se tomaron diversas fotos para complementar dichas anotaciones.

En total se tomaron un total de 102 fotografías muchas de las cuales se usaron para la descripción más detallada de la geología y geomorfología local, sin embargo, muchas otras fotos no pudieron ser introducidas en estos capítulos, por lo que son agregadas en el Anexo D.

1.3.2 Trabajo de Gabinete

Posteriormente, los datos obtenidos en terreno, es decir, fotos y apuntes de la libreta de terreno, se utilizan para realizar una caracterización geológica y geomorfológica de la zona de estudio (Capítulo 3).

A continuación, se procede a descargar el “*raster*” DEM o Modelo de elevación digital (resolución de 30 metros), de la zona de estudio a través del sitio web de la USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>, enero 2017). Dicho raster se utiliza como base en el programa ArcGis (ArcMap 10.1), en el cual, mediante el panel “*ArcToolbox*” (herramientas Spatial Analyst Tools, Data Management Tools y Conversion Tools), se construyen otros raster tales como el “*Hillshade*”, laderas y pendiente (Anexo C), los cuales contribuyen en la subdivisión de polígonos para el análisis de susceptibilidad y posterior asignación de puntajes de dichos polígonos (Metodología desarrollada por Lara, 2007, cuya implementación se detalla en el Capítulo 5)

Finalmente, se realiza la confección del registro pluviométrico y caracterización de precipitaciones en la zona de estudio. Para ello se recopilan 27 años de datos pluviométricos (para los meses de enero a marzo) de estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio (1990 a 2016), las cuales se obtienen en el sitio web de la DGA, junto a los datos de precipitaciones registrados por dichas estaciones (<http://snia.dga.cl>, febrero 2017). Los datos obtenidos, ya sean las intensidades máximas anuales de precipitaciones diarias o las precipitaciones acumuladas, para el periodo antes mencionado, se contrastan entre las estaciones, obteniendo diversos gráficos, los cuales muestran, las semejanzas y diferencias entre las estaciones.

Posteriormente, mediante la recopilación de antecedentes de aluviones, se realiza un análisis de las precipitaciones gatillantes de dichos eventos (se incluyen nuevas estaciones meteorológicas al sur de la zona de estudio), para encontrar, así, precipitaciones características desencadenadoras de aluviones para dichos eventos, en particular intensidades de precipitación características, las cuales se extrapolan en la zona de estudio (Para mayor detalle de esta metodología revisar el Capítulo 4).

1.4 Antecedentes

1.4.1 Antecedentes geológicos y metodológicos

En el área de estudio, la información con respecto a la geología de la zona se encuentra principalmente en la hoja de Arica N°84 (García *et al*, 2004), en la cual se detallan y describen las principales formaciones, unidades y depósitos que afloran en la zona junto con su distribución. Otras fuentes complementarias de información geológica que aportan en menor medida corresponden a Strasser *et al* (2005) y Tosdal *et al* (1984).

Con respecto a la geomorfología, Strasser *et al* (2005), Seyfired *et al* (1999), Riquelme *et al* (2008), Kober *et al* (2009), Quezada *et al* (2010), Aguilar *et al* (2012), Carretier *et al* (2012) y Molnar *et al* (1990), los autores que permiten caracterizar de mejor manera la geomorfología de la zona de estudio, así como también, entender la interrelación entre los distintos procesos geomorfológicos que configuran el paisaje de la zona de estudio. Por otro lado, la línea base de Arica y Parinacota (2007) se utiliza como marco referencial de las unidades geomorfológicas características de la zona.

Con respecto a los antecedentes tectónicos de la zona de estudio, se tiene, principalmente, el trabajo realizado por Charrier *et al* (2013), el cual caracteriza la tectónica andina de la zona del norte grande de Chile de forma detallada y completa. Complementando a esta fuente, se tiene Farías *et al* (2003 y 2005), así como también, Pinto *et al* (2008), los cuales caracterizan los distintos periodos tectónicos asociados a los sistemas de fallas cercanos a la zona de estudio.

Finalmente, con respecto a la geología, se tienen variadas páginas web de las cuales se obtuvieron la mayoría de las imágenes complementarias de la geología y geomorfología del área de estudio.

Con respecto a la metodología utilizada para realizar el análisis de susceptibilidad, se aplica la desarrollada por Lara (2007), la cual permite parametrizar de forma cuantitativa y eficiente la susceptibilidad de la zona de estudio. En cuanto a la metodología utilizada para caracterizar el Invierno Altiplánico se recurre a los datos proporcionados por la DGA, los cuales permiten la realización de distintas tablas y gráficos que permiten dicha caracterización, así como también, referencias bibliográficas que permitan establecer parámetros comparativos con los datos de la DGA, los cuales se especifican a continuación.

1.4.2 Antecedentes pluviométricos

En primer lugar, se recopilan los antecedentes bibliográficos del Invierno Altiplánico, los cuales se obtienen principalmente de Romero *et al* (2012 y 2013). Estos caracterizan este fenómeno de forma detallada, tanto en la zona del Altiplano chileno, como en el boliviano, detallando los procesos que causan la ocurrencia de este. Otras fuentes complementarias usadas para dicha recopilación son Kober *et al* (2009), Quezada *et al* (2010), Strasser *et al* (2005), Sepulveda *et al* (2014) y DGA (2004). Por otro lado, las imágenes y fotos de apoyo fueron extraídas, tanto de dichas fuentes, como de fuentes online (Emol, Clima de Chile, etc).

En segundo lugar, resulta necesario recurrir a los datos de la DGA para poder construir y elaborar diversas tablas y gráficos que representen el Invierno Altiplánico en la zona de estudio. Para ello se recurre a las páginas web de la DGA que proporcionan dichos datos (<http://snia.dga.cl> y [mapoteca digital en dga.cl](http://mapoteca.dga.cl)).

Por último, la página web de la Onemi (Onemi.cl), permite visualizar, en su red de alerta temprana, los eventos pluviométricos que afectaron de forma más intensa, tanto a la zona de estudio, como en las zonas y regiones aledañas a esta.

1.4.3 Antecedentes remociones en masa

En primer lugar, se recurre a Hungr *et al* (2014) y Cruden (1991), para definir y caracterizar las remociones en masa observadas en la zona de estudio. Complementando dicha caracterización, se utiliza “the landslide handbook” (USGS, 2008), que define de mejor manera la dinámica interna de las remociones en masa.

Posteriormente, a través del registro de los principales desastres en Chile desde 1980 (Sernageomín, 2016), el estudio realizado por Sepulveda *et al* (2014) para el evento de Camiña 2012, el registro de alertas tempranas de la Onemi con la respectiva caracterización de los daños provocados por los aluviones y las distintas fuentes noticiosas encontradas en la web (Emol, La tercera, Chilevisión, etc), se conforma un catastro de aluviones, tanto para la zona de estudio, como para las regiones aledañas (Anexo G).

Finalmente, se recurre a González *et al* (2002) y DGA (2016), para vincular los antecedentes de remociones en masa recopilados en función de la futura construcción del Embalse Chironta en la zona de estudio.

2. Marco Geológico y Geomorfológico

2.1 Geomorfología

El relieve del norte grande de Chile, en particular en la región de Arica y Parinacota, se caracteriza por la presencia de 7 dominios geomorfológicos principales. Ordenados de este a oeste corresponden a: Planicie Litoral/Farellones Costeros, Cordillera de la Costa, Valles Transversales, Pampas, Pediplano, Precordillera y Altiplano (Línea de base de Arica y Parinacota, 2007).

En la Figura 2.1 se observan los dominios geomorfológicos antes mencionados, cabe señalar que pocos autores se refieren a las Pampas, Valles Transversales y Pediplano como dominios geomorfológicos por separado, por el contrario, estas unidades son agrupadas en el gran dominio geomorfológico de la Depresión Central cuyo flanco oriental es el Pediplano (Seyfried *et al.*, 1999). En la misma figura se puede observar como el área de estudio se ubica en la unidad del Pediplano.

2.1.1 Planicies Litorales y Farellones Costeros

Las Planicies Litorales corresponden a un conjunto de terrazas y planicies costeras que se desarrollan entre la Cordillera de la Costa y el Océano Pacífico, no obstante, este rasgo se expresa de manera discontinua en el norte grande del país (Cabello, enero 2017) donde las planicies y terrazas se convierten en Acantilados y Farellones Costeros (Figura 2.1).

Las Planicies Litorales (Figura 2.2) se extienden desde el Canal de Chacao hasta la Bahía de Coronel de forma continua. Por otro lado, desde las costas de Coronel hasta las de Arica, se presenta de forma discontinua. En su conjunto, las Planicies Litorales, representan una llanura deposicional de ríos y quebradas que aportan material para la conformación de estas mismas (Ecoronel.cl, enero 2017). Dado lo anterior se tiene que, hacia el norte grande, existe una menor cantidad de ríos y quebradas que desemboquen en el mar puesto que las planicies litorales son más escasas.

Localmente, la extensión de la Planicie Litoral asociada al río Lluta es de unos 15 km, desde la Bahía de Arica hacia el norte, con un ancho máximo de 2 km. Este segmento se considera como el dominio inactivo del acantilado costero, mientras que, desde el sur de Arica hasta el norte de Iquique (18,5°-20,3°S,) se considera como el dominio activo del acantilado costero (Quezada *et al.*, 2010).



Figura 2.2: Imagen Planicie Litoral, Arica. Fuente: diarioUchile, marzo 2017.

2.1.2 Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa (Figura 2.3) corresponde a un cordón montañoso que se extiende de norte a sur de forma paralela a la línea costera. Dicho cordón representa el arco magmático del Jurásico y se eleva directamente desde el Acantilado o Farellón Costero (Seyfried *et al.*, 1999). En la zona de Arica, los rangos de altura fluctúan entre los 300 y 400 msnm, mientras que, a la latitud de Pisagua, fluctúan entre los 1400 y 1500 msnm, con un ancho promedio entre 20-40 km (Quezada *et al.*, 2010). Cabe señalar que, hacia el norte del morro de Arica, la Cordillera de la Costa termina abruptamente, lo que favorece la aparición de la unidad de Planicies Litorales (Seyfried *et al.*, 1999).

Este dominio se encuentra limitado al este por los Valles Transversales y por la Depresión Central (Figura 2.1), este último presenta un límite difuso con la Cordillera de la Costa. Por otro lado, hacia el oeste, se encuentra limitado por el Acantilado Costero (Quezada *et al.*, 2010).



Figura 2.3: Cordillera de la Costa, Arica. Fuente: viajaconocevive.cl, marzo 2017.

2.1.3 Valles Transversales

Los Valles Transversales (Llanos de sedimentación fluvial y aluvial en Figura 2.1) corresponden a diversos valles y quebradas presentes en la región, tales como los valles del Lluta y Azapa, así como también, las quebradas de Camarones, Vitor, Escritos y Gallinazos (García *et al.*, 2004). Estos se distribuyen a lo largo de toda la región, disectando, de este a oeste, todos los dominios geomorfológicos mencionados en la Figura 2.1.

El patrón de drenaje de las cuencas del Lluta y Azapa presenta cabeceras dendríticas, cuyas nacientes se originan en diversos volcanes y cordones del Altiplano. En la zona de máxima incisión (1700 metros en la cordillera y 1000 metros en la depresión central), los valles descienden, principalmente, en dirección este-oeste, mientras que los tributarios principales en dirección noroeste (García *et al.*, 2004).

Dado lo anteriormente expuesto y, como se puede apreciar en la Figura 2.4, los valles tienen forma de “V”, esto quiere decir que la marcada incisión observada en estos tiene directa y exclusiva relación con la erosión fluvial, lo cual configura las laderas de alta pendiente presentes en la zona. La morfología de estas laderas, a su vez, condiciona la ocurrencia de distintos fenómenos de remociones en masa (García *et al.*, 2004).



Figura 2.4: Valle del Lluta, mirando hacia el NE. Fuente: Elaboración propia.

2.1.4 Pampas

La zona de las Pampas (Figura 2.5) se encuentra limitada, en su flanco occidental, por la Cordillera de la Costa, a su vez, mientras que, por el flanco oriental, se encuentra limitada por el Pediplano de Atacama regional o “*multiple pediplain*” (Tosdal *et al.*, 1984). Esta zona se caracteriza por tener un ancho de hasta 20 km y poca pendiente de elevación, constituyendo el centro de la Depresión Central en esta zona (Seyfried *et al.*, 1999).



Figura 2.5: Imagen de la Pampa del Tamarugal. Fuente: CIDERH, enero 2017.

En la región de Arica y Parinacota, se encuentran numerosas pampas (Figura 2.9) tales como la Pampa de Chaca, Pampa Quebrada Honda y Pampa de Camarones mientras que más hacia el sur, se encuentra la Pampa del Tamarugal (García *et al.*, 2004), esta última representa a esta unidad geomorfológica puesto que es la pampa de mayor superficie.

2.1.5 Pediplano

El Pediplano (Figura 2.6) corresponde a la zona de transición entre el flanco oriental de la Depresión Central y el flanco occidental de la Precordillera, caracterizada por la presencia de diversas megaestructuras de carácter regional (Figura 2.11), tales como el Anticlinal de Oxaya, la Falla Ausipar, el Ridge de Chapiquiña-Belen y, más hacia el sur, las flexuras Moquella, Aroma y Altos de Pica (Farías *et al.*, 2005). La altitud de estas estructuras eleva esta zona de transición desde los 1200 msnm hasta los 4000 msnm en menos de 50 km (Pinto *et al.*, 2008).



Figura 2.6: Foto valle del Lluta, flecha roja apunta al límite entre el valle y el Pediplano, orientación NE.
Fuente: Elaboración propia.

Dado lo anteriormente expuesto, la zona del Pediplano se levanta desde la Depresión Central y posee un relieve escalonado compuesto de varios bloques, dividiendo así, los distintos dominios estructurales (fallas y flexuras) presentes en esta (Seyfried *et al.*, 1999). Por otro lado, esta unidad geomorfológica se encuentra disectada por los ya mencionados valles transversales, tales como los valles del Lluta y Azapa, cuyas nacientes se encuentran en la zona del Altiplano (Strasser *et al.*, 2005).

2.1.6 Precordillera

La Precordillera o “*Western Escarpment*” (Kober *et al.*, 2009) corresponde a un cordón montañoso alargado de entre 20 a 35 km de espesor, cuya altitud aumenta de oeste a este de 1900-2300 a 3200-3800 metros (Figura 2.7). Presenta una superficie muy irregular y relativamente continua, cortada por las quebradas profundas de Lluta, Azapa y Camarones. Tanto al norte como al Sur de la zona de estudio, esta superficie se encuentra suavemente plegada (García *et al.*, 2004).

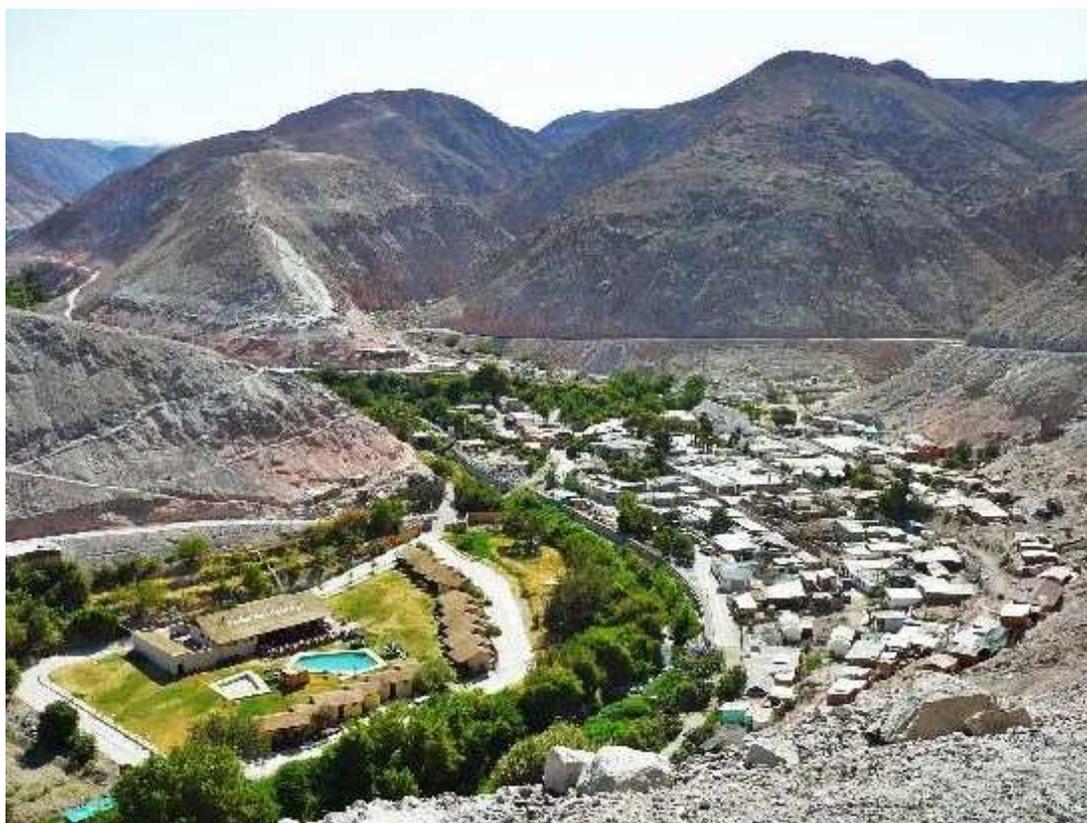


Figura 2.7: Precordillera Lauca. Fuente: Precordillera Parque Nacional Lauca, enero 2017.

Esta unidad se encuentra limitada, en su flanco oriental, por el Altiplano, mientras que en su flanco occidental se encuentra limitada por la zona de Pediplano, correspondiente al margen oriental de la Depresión Central (García *et al.*, 2004).

2.1.7 Altiplano

El Altiplano es el “*plateau*” más alto sobre la tierra después del Tíbet, con una altura promedio de, aproximadamente, 3800 msnm (Figura 2.8). Al este se encuentra limitado por la Cordillera Oriental-Sierras Sub-andinas o “*Western Cordillera*” (Farías *et al.*, 2005), mientras que al oeste limita con la Precordillera (Farías *et al.*, 2003).

Presenta una topografía muy irregular, con altitudes que aumentan abruptamente de oeste a este, de 3200-3500 a 5000-6350 msnm, donde las mayores elevaciones corresponden a los edificios volcánicos neógenos, como el volcán Parinacota (6350 msnm) y el cordón Belén (5100 msnm) (García *et al.*, 2004).



Figura 2.8: Volcán Parinacota. Fuente: Parque Nacional Lauca, enero 2017.

El límite entre esta unidad y la Precordillera es irregular, ubicándose entre medio las depresiones intermontanas de Huaylas y Copaquilla, las cuales, tienen hasta 10 km de ancho (García *et al.*, 2004).

2.2 Geología

En la carta geológica confeccionada por García *et al* (2004) se incluyen un sinnúmero de unidades, formaciones y depósitos de diversos orígenes y edades, las cuales abarcan toda la región de estudio, en este caso la región de Arica y Parinacota.

Dado que el presente estudio se realiza en la zona norte de esta región, se realiza una breve mención de dichas unidades, de acuerdo a lo observado en la Figura 2.9, la cual muestra la ubicación de la zona de estudio, en relación a la carta geológica, en particular, del sector norte de esta.

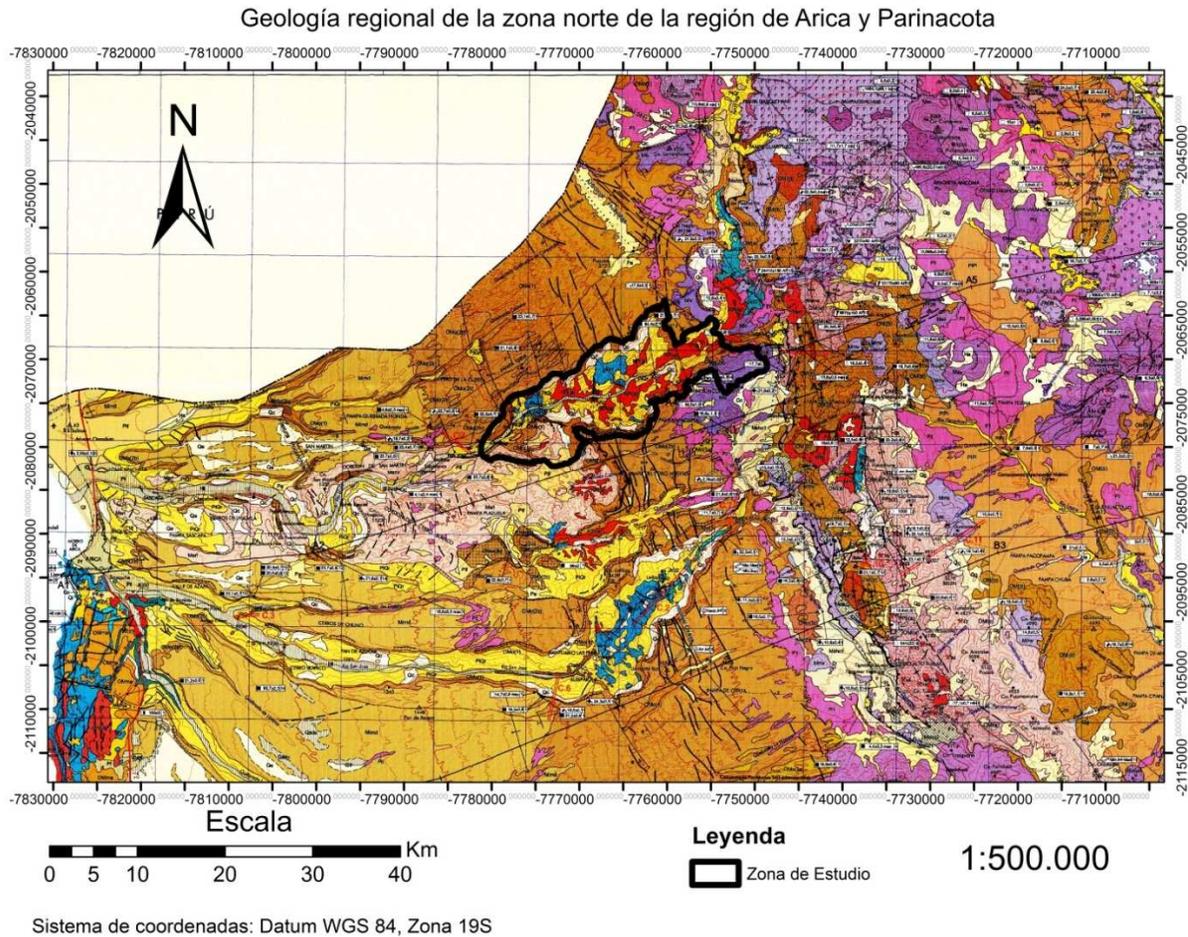


Figura 2.9: Carta Arica y Parinacota, zona norte. Fuente: Modificada de García *et al.*, 2004.

De acuerdo con la subdivisión de unidades geomorfológicas antes descrita se tiene que, en la zona de Planicies Litorales, afloran diversos tipos de depósitos tales como los depósitos Litorales (**Ql**), Fluviales del Pleistoceno (**Pf**) y Fluviales del Plioceno (**Plf**). Por otro lado, en la zona de Farellones Costeros aflora la Formación Camaraca (**Jmc**), sucesión volcánica del Jurásico (García *et al.*, 2004). Estas unidades se pueden observar en la zona oeste de la Figura 2.9.

Más hacia el oeste se encuentra la Cordillera de la Costa. En esta unidad afloran diversas unidades, la mayoría de estas en la zona centro-sur de la carta, sin embargo y como se mencionó anteriormente, en la zona norte la Cordillera de la Costa desaparece,

con la excepción de pequeños afloramientos al sur de Arica (Figura 2.9) donde afloran el intrusivo Acha (**Ki (b)**) del Cretácico y los depósitos Aluviales del Oligoceno-Mioceno de la Cordillera de la Costa (**OMma, MsPla**) (García *et al.*, 2004).

A continuación, en la unidad de Pampas y como se observa en la Figura 2.9, afloran diversos depósitos tales como los depósitos Eólicos (**Qe**), Fluviales del Plioceno (**Pif**), los Aluviales/Fluviales del Pleistoceno (**Pa, Pf**) y de Remociones en Masa del Plioceno-Cuaternario (**PIQr**). Además, afloran la Ignimbrita Lauca (**PII**) del Plioceno Superior y la Formación el Diablo (**Mimd**) (García *et al.*, 2004).

Como se puede apreciar en la Figura 1.1, la zona de estudio se ubica en el Valle Transversal del Lluta, limitada, en su parte superior, por la unidad de Pediplano. En la Figura 2.10, se hace un acercamiento a la geología de la zona de estudio.

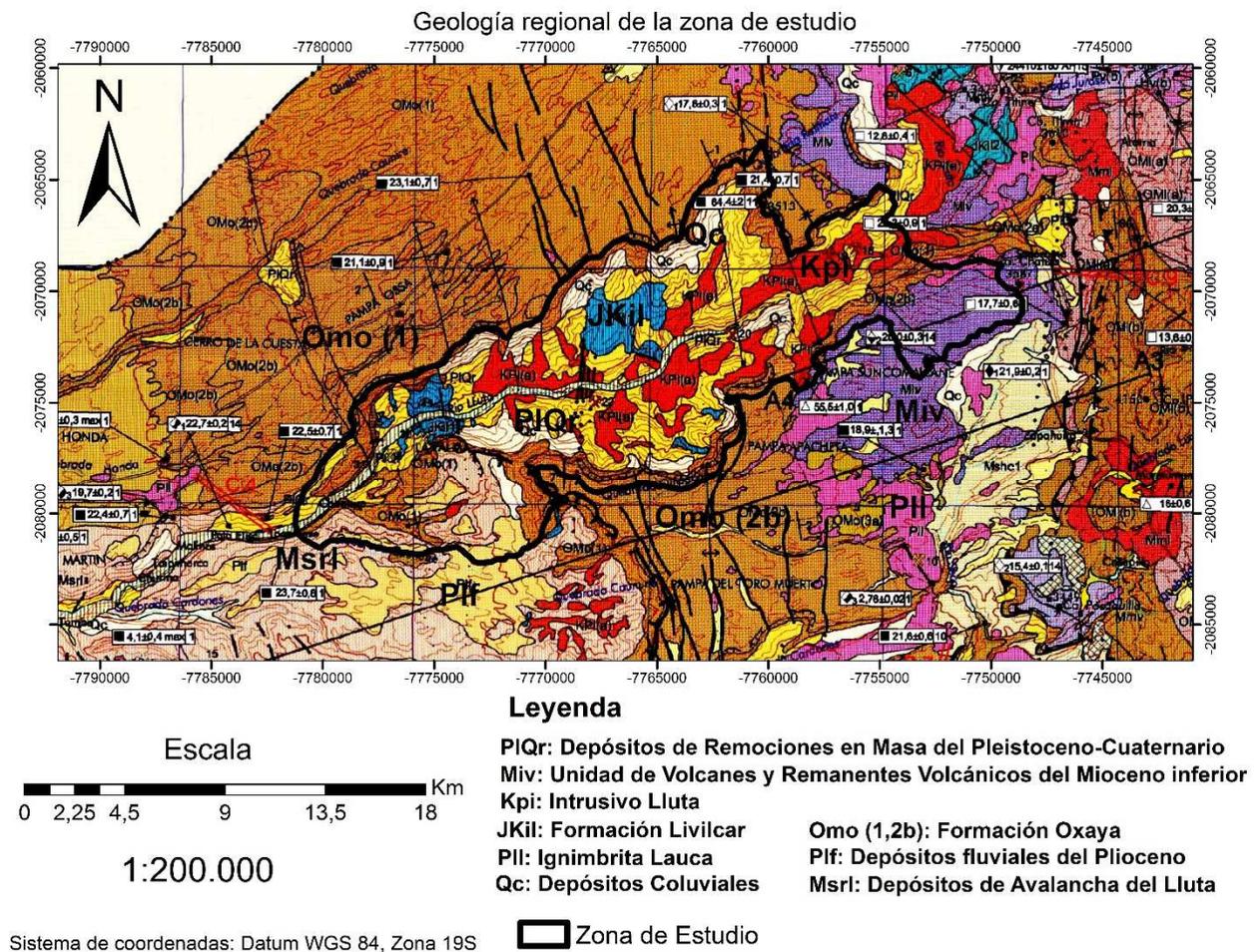


Figura 2.10: Geología Valle del Lluta. Fuente: Modificado de García *et al.*, 2004.

Como se puede observar en la Figura 2.10 en el Valle Transversal del río Lluta, afloran diversas unidades debido a la incisión del río del mismo nombre.

De esta forma y como se puede ver en la Figura 2.10, se observa, al oeste y centro del área de estudio, la Formación Livilcar (**JKil**), una sucesión sedimentaria marina de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En discordancia a esta Formación y distribuidas tanto al centro como al este de la zona de estudio, afloran los intrusivos Lluta (**Kpi (a)**) y la Ignimbrita Lauca (**PII**).

Por otro lado, y en discordancia, cubriendo las unidades y formaciones antes mencionadas, se tienen los depósitos Aluviales y Fluviales del Holoceno (**Hf, Ha**), Coluviales (**Qc**) y de Remociones en Masa del Plioceno-Cuaternario (**PIQr**), distribuidos principalmente en la zona central de la zona de estudio como se puede ver en la Figura 2.10 (García *et al.*, 2004). Por último, al oeste de la zona de estudio, se encuentran los depósitos de la Avalancha Lluta o **Msrl** (García *et al.*, 2004), un megadeslizamiento de grandes dimensiones, también referido como “*Colapso del Lluta*”, uno de los más antiguos preservados (<2,5 Ma), de edad Plioceno (Strasser *et al.*, 2005).

Por su parte, en la unidad del Pediplano, al oeste de la zona de estudio, afloran la Ignimbrita Lauca (**PII**), los depósitos Aluviales del Pleistoceno (**Pa**) y la Formación Oxaya (**Omo**), sucesión volcano-sedimentaria de edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, la cual se encuentra en concordancia al oeste con la Formación El Diablo (**Mimd**) y en discordancia al este con unidades volcánicas del Oligoceno-Mioceno, pertenecientes a la unidad de la Precordillera tales como la Unidad de Volcanes y Remanentes de Volcanes del Mioceno Inferior (**Miv**), de color morado en la Figura 2.10, así como también, las unidades de Volcanes y Remanentes de Volcanes del Mioceno Medio (**Mmv**), y del Mioceno Superior (**Msv**) además de las formaciones Lupica (**Omi**), de edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior y Huaylas (**Msh**), Mioceno Superior (Figura 2.9) (García *et al.*, 2004).

Finalmente, al este de la zona de estudio, en el Altiplano afloran un sinnúmero de unidades, formaciones y depósitos (Figura 2.9), dentro de las cuales se destacan las unidades de Volcanes del Mioceno Superior (**Msv**), del Plioceno (**PIv**), Pleistoceno (**Pv**) y Holoceno (**Hv**), además de la Ignimbrita Lauca (**PII**). También se destacan las formaciones Lupica (**Omi**), Chucal (**Mimc**), Macusa (**Mmsm**) y Lauca (**PIPI**), de características volcano-sedimentarias, todas aflorando en concordancia entre ellas. Asimismo, se destacan los depósitos de Remociones en Masa del Plioceno-Cuaternario (**PIQr**), Aluviales y Fluviales del Pleistoceno (**Pa** y **Pf**), Coluviales (**Qc**) y Glaciales (**Qg**), todos distribuidos de forma irregular en la zona (Figura 2.9).

2.3 Tectónica

La historia geodinámica del área de estudio ha experimentado distintos cambios a lo largo de su historia geológica. Estas se pueden observar, en la región, mediante la expresión de numerosas fallas y anticlinales, los cuales, incluso, dividen unidades

geomorfológicas. Por otro lado, estas estructuras afectan a distintas formaciones y unidades geológicas, lo que representa un indicativo de los distintos eventos acontecidos durante la evolución tectónica de la zona. Dichas estructuras presentan una dirección principal N-S a NW-SE, limitando los rasgos fisiográficos de la región y los cambios de pendientes observados en esta, como se puede observar en el Anexo C.1 (García *et al.*, 2004).

La actividad tectónica principal, desde el Jurásico hasta el Neógeno, ha migrado hacia el este, desde la Cordillera de la Costa hasta la Alta Cordillera, referido también como “*Western Cordillera*” (Farías *et al.*, 2005), la cual corresponde al límite oriental del Altiplano. En el norte de Chile, las estructuras tectónicas mayores han sido relacionadas genéticamente con la implantación de arcos magmáticos sucesivos, migrantes hacia el este. Por otra parte, los datos geoquímicos disponibles para rocas ígneas del área de Arica indican que la corteza continental ha sufrido un engrosamiento volumétrico progresivo. Este proceso estaría ligado a un régimen tectónico predominantemente contraccional en los Andes y por la convergencia entre las placas Sudamericana y de Nazca desde, al menos, el Cretácico medio (García *et al.*, 2004).

Las discordancias angulares regionales, así como el estudio de las principales estructuras, permiten dividir en tres períodos mayores la evolución tectónica del área: Jurásico Superior-Cretácico Inferior, Cretácico Superior-Eoceno y Oligoceno-Holoceno. Estos períodos tectónicos se ven representados en distintas unidades geomorfológicas. Es así como el Jurásico Superior-Cretácico Inferior se encuentra representado, principalmente, en la Cordillera de la Costa, el Cretácico Superior-Eoceno, en la Precordillera y por último, la deformación, predominantemente contraccional, del Oligoceno-Holoceno se encuentra bien representada en la parte centro-oriental de la región, en las unidades del Pediplano y parte de la Precordillera (Figura 2.1), la cuales forman parte de la zona de estudio, es por ello que se ahondara sobre la evolución tectónica del último periodo contraccional (García *et al.*, 2004).

Se tiene entonces que, a lo largo del margen occidental del “*plateau*” altiplánico, es decir, la zona precordillerana, se observan una serie de estructuras de alto ángulo y vergencia oeste, siguiendo un rumbo N-S a NNW-SSE. Estas estructuras, a la latitud de Arica (18°30s), corresponden a las fallas Ausipar, Copaquilla-Tignámar y Socoroma, sin embargo, también se encuentran el sistema de fallas Copaquilla-Belén y Cerro Lagunas-Belén-Tignámar (Figura 2.11), las cuales, con excepción de la Falla Ausipar, forman el sistema WTS o “*West Vergent System*” que se extiende hacia el sur del área de estudio a lo largo de la precordillera (Farías *et al.*, 2005).

Con respecto a los sistemas de vergencia oeste, estos concentran la mayoría de la actividad compresiva expresada durante este periodo, especialmente durante el Mioceno-Holoceno. En particular, en la zona del Pediplano, se observa que la actividad de la Falla Ausipar, expuesta principalmente en los valles de Azapa y Lluta, presenta un acortamiento de al menos 100 metros a lo largo del Anticlinal Oxaya, provocando una amplitud máxima de 850 metros. El bajo acortamiento sumado a lo considerable de su amplitud sugiere que esta falla es subvertical en profundidad. La actividad de esta falla se puede subdividir en 2 periodos, pre-Oxaya y post-Oxaya (estrato crecimiento en la

formación), donde, en la fase post-Oxaya (10,7-11,7 Ma), comienza a construirse el Anticlinal Oxaya (Charrier *et al.*, 2013), cesando la actividad de esta, aproximadamente, a los 4,5 Ma (Strasser *et al.*, 2005).

Finalmente, al este del anticlinal Oxaya, en la zona de la Precordillera, la actividad de las Fallas Socoroma, Copaquilla-Tignámar y Belén-Tignámar, las cuales presentan un manteo hacia el este, generando el anticlinal Belén (Ridge Chapiquiña- Belén) de unos 15-20 km de longitud provocando unos 7km de acortamiento, lo cual, a su vez genera, un levantamiento de, aproximadamente, 1000 metros en esta zona. El periodo de mayor actividad asociado a estas fallas corresponde al Mioceno inferior, cesando este durante el Mioceno superior, sin embargo, desplazamientos decamétricos en la Ignimbrita Lauca, sugieren que este sistema siguió activo hasta los 2,7 Ma (Charrier *et al.*, 2013).

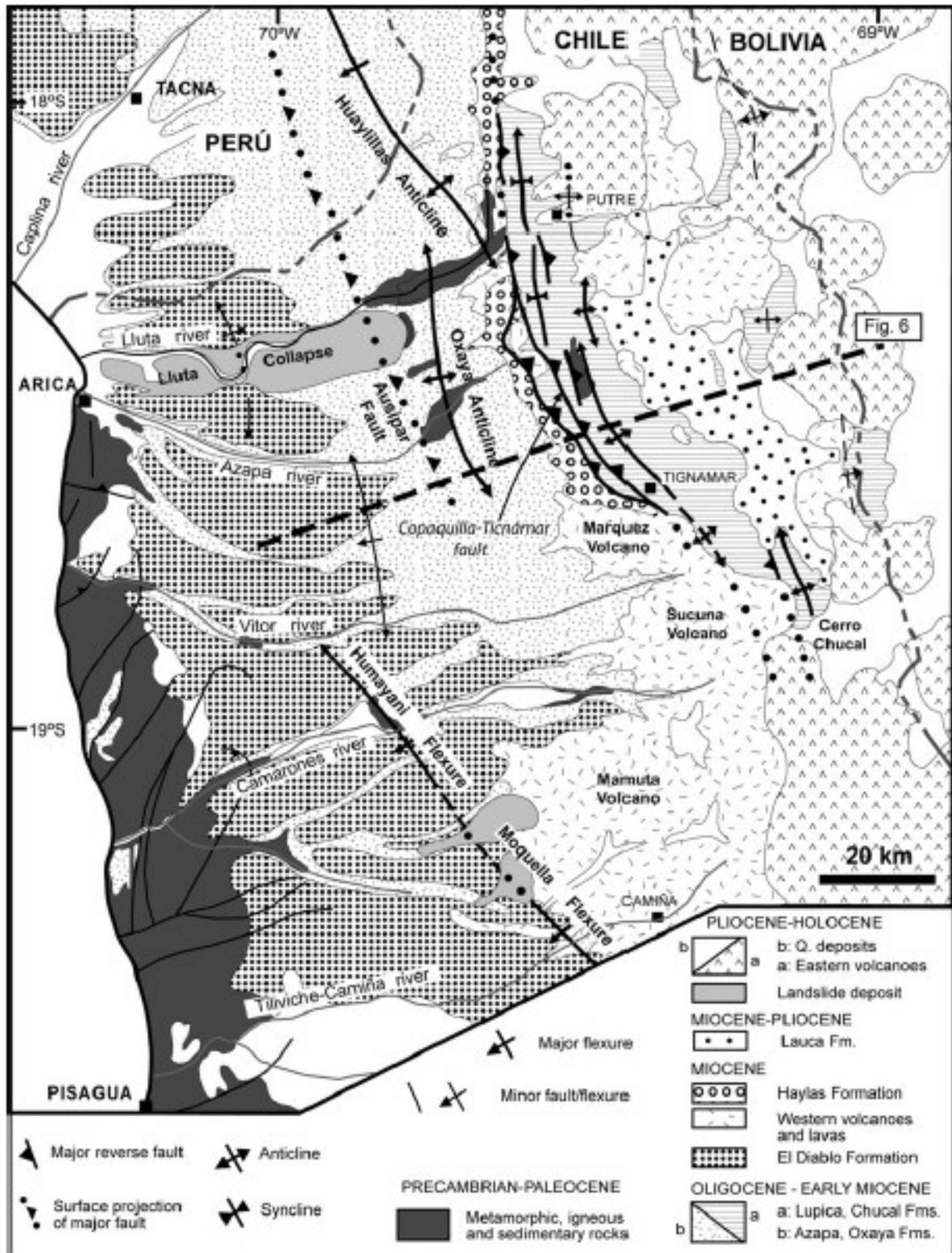


Figura 2.11: Mapa de fallas zona de estudio. Fuente: Charrier *et al.*, 2013.

3. Geología y geomorfología local

3.1 Geología Local

La zona de estudio se emplaza en la unidad geomorfológica del Valle Transversal del río Lluta. La incisión provocada por este río expone una serie de afloramientos de diversas formaciones y unidades, las cuales se aprecian en la Figura 3.1.

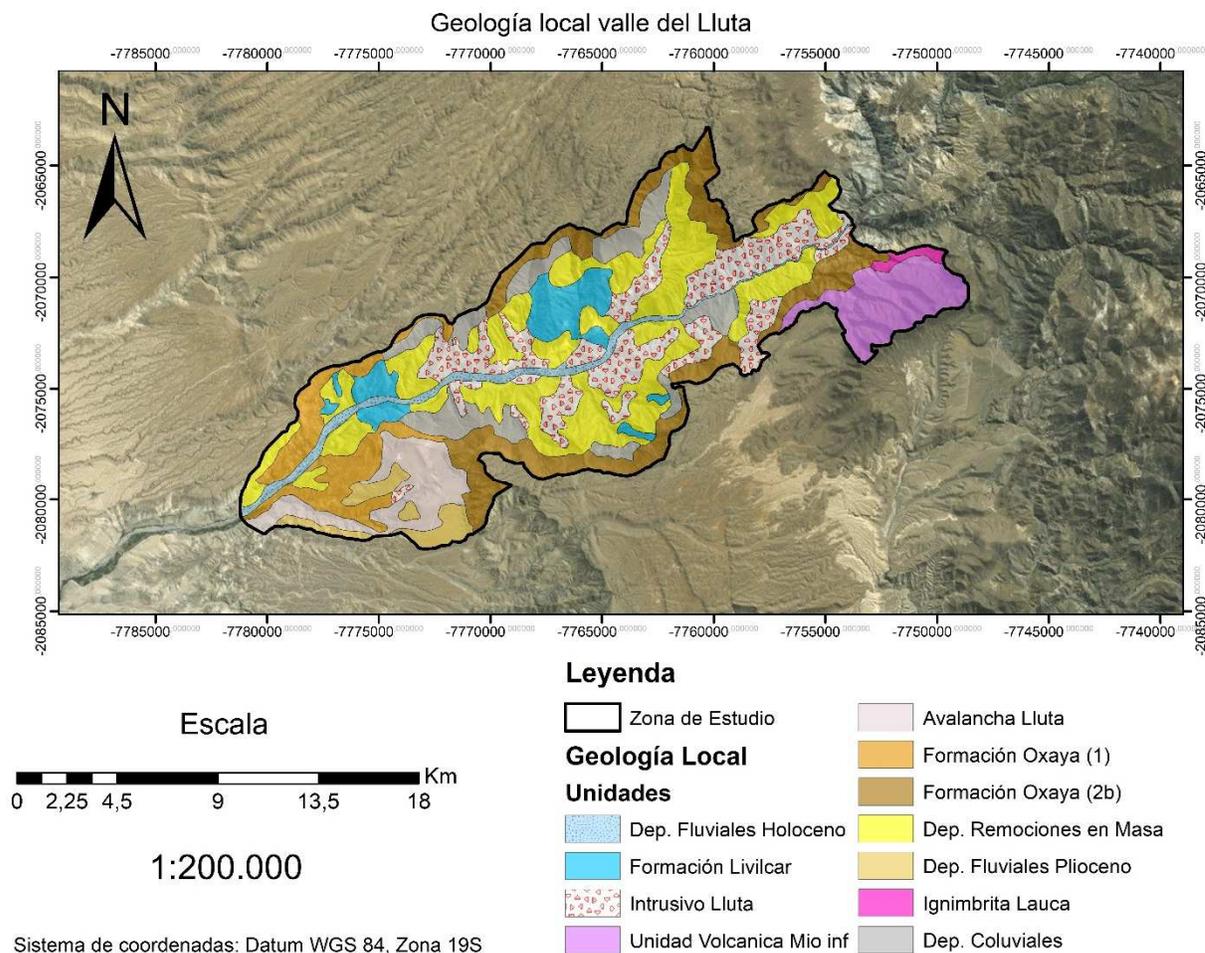


Figura 3.1: Geología Local Valle del Lluta. Fuente: Modificada de García *et al*, 2004.

3.1.1 Rocas Sedimentarias

En el área de estudio se distinguen solamente rocas asignadas a la Formación Livilcar, en particular el Miembro Inferior.

La Formación Livilcar (**JKil**), se define como una sucesión clástica y carbonatada de ambiente marino transicional (marino-continental) moderadamente plegada y fallada. Esta subyace, en discordancia angular, a las formaciones Azapa (**Oa**) y Oxaya (**Omo**), mientras que la base es desconocida. También se encuentra intruida por el intrusivo Lluta (**Kpi (a)**) generando grados variables de alteración hidrotermal y metamorfismo (García *et al.*, 2004)

El Miembro Inferior de la Formación Livilcar o **JKil1**, posee al menos unos 1000 m de espesor de areniscas y paraconglomerados de colores verde a pardo, con intercalaciones de andesitas, lutitas, fangolitas y calizas, la cuales, afloran de manera discontinua en el valle del río Lluta. Los afloramientos centrales corresponden a conglomerados, areniscas y brechas andesíticas. Dado lo mencionado anteriormente, hacia el occidente de la zona de estudio, en su ladera norte (Figura 3.1), aflora una sucesión estratificada de unos 700 m de espesor inclinada hacia el oeste. Dicha sucesión está constituida, principalmente, por areniscas cuarcíferas y cuarzo feldespáticas, de grano redondeado a sub-anguloso, dispuestas en capas macizas continuas y extensas, de espesores métricos a centimétricos (García, *et al.* 2004).

En la zona de estudio, esta formación es difícil de localizar, dado su alto grado de meteorización y alteración, además, suele confundirse con los afloramientos del intrusivo Lluta, dado que estos presentan similar color y aspecto, no obstante, la Formación Livilcar se observa mucho más fracturada y de color más rojizo que el intrusivo Lluta como se puede observar en la Figura 3.2, donde esta aflora en la parte alta del valle, principalmente en la ladera norte, lo que correspondería a la unidad de color celeste en la zona centro de la Figura 3.1.



Figura 3.2: Formación Livilcar (Flecha roja, borde negro), orientación N. Fuente: Elaboración propia.

3.1.2 Rocas Ígneas

En el valle afloran 4 unidades de rocas ígneas: el intrusivo Lluta (**Kpi(a)**), la Formación Oxaya (**Omo (1,2b)**), la unidad de Volcanes y Remanentes Volcánicos del Mioceno Inferior (**Miv**) y la Ignimbrita Lauca (**Pll**), los cuales se pueden observar en la Figura 3.1. A continuación, se detalla cada una de estas unidades.

3.1.2.1 Rocas estratificadas

Formación Oxaya (Omo): Corresponde a una sucesión volcánica continental, compuesta principalmente por tobas ignimbríticas, rocas sedimentarias y lavas. En la zona del Pediplano se encuentra suavemente plegada mientras que hacia la zona de Pampas se encuentra subhorizontal. En la zona del Pediplano, esta formación forma un “plateau” extenso y alargado que sobreyace en discordancia angular a la Formación Livilcar y el intrusivo Lluta, por otro lado, subyacen a las rocas de la unidad de Volcanes y Remanentes Volcánicos del Mioceno Inferior (García *et al.*, 2004). Esta formación sirve de techo para la superficie de pedimentación regional o “Multiple Pediplain” (Tosdal *et al.*, 1984), por consiguiente, corresponde al techo del valle del río Lluta en la zona de estudio, así como también, como se observa en la Figura 3.1, limita la parte occidental de la misma.

Con respecto al Miembro **Omo (1)**, este corresponde a ignimbritas y rocas sedimentarias presentes en el curso inferior-medio del valle. La sucesión ignimbrítica de este miembro, la cual aflora en las cercanías del valle del río Lluta, corresponde a la llamada Ignimbrita Poconchile (Figura 3.3), de unos 10 metros de espesor, soldada, de color blanco a rosado, compuesta por una toba vítrea con pocos cristales y líticos. Esta Ignimbrita subyace a una sucesión de 20 a 80 metros de conglomerados, areniscas y calizas. Sobre este nivel de rocas sedimentarias, afloran la Ignimbrita Puquios-Cardones, la cual, en la parte Occidental de la zona de estudio tiene un espesor de no más de 100 metros (García *et al.*, 2004).

En la zona de estudio, este miembro aflora, primordialmente, en el margen occidental del valle, en las cabeceras de la ladera sur y norte del valle, como se aprecia en la Figura 3.1.

A continuación, en la Figura 3.3, se puede observar la Ignimbrita Poconchile, no obstante, la sucesión de conglomerados, areniscas y calizas no logró ser documentada dado el difícil acceso a los afloramientos correspondiente a este miembro.



Figura 3.3: Formación Oxaya, flecha roja apuntando a Ignimbrita Poconchile, orientación SW. Fuente: Elaboración propia.

En cuanto al Miembro **Omo (2b)**, como se puede ver en la Figura 3.1, aflora, primordialmente, en las cabeceras de las laderas norte y sur del valle, en el sector oriental del mismo. Este corresponde a la Ignimbrita Oxaya, una unidad de flujo regional de un volumen aproximado de 8000 km², no obstante, en las cercanías de la zona de estudio, se presenta como un paquete de tobas vítreas a cristalinas de color gris claro, no soldadas, de unos 20 metros de espesor (García *et al.*, 2004).

En la zona de estudio este miembro no se puede apreciar con claridad dado que, como se menciona en el párrafo anterior, aflora en las cabeceras de las quebradas, lugares de difícil acceso para la documentación fotográfica de este miembro en la zona.

-Unidad de Volcanes y Remanentes Volcánicos del Mioceno Inferior (Miv):
Corresponde a una unidad informal que agrupa un conjunto de rocas pertenecientes a edificios volcánicos, mal a medianamente, conservados, y remanentes de estratovolcanes. Las rocas corresponden, predominantemente, a lavas andesíticas y dacíticas, de color oscuro, formando sucesiones de hasta 500 metros de espesor estratificadas en espesores decamétricos. Por otro lado, presentan textura afaníticas a porfíricas y tienen una composición andesítica a andesítica-basáltica, primordialmente (García *et al.*, 2004).

En la zona de estudio, esta unidad se ve representada por el cerro Lampallares y el volcán Quivilque, ambos en la zona oriental del área de estudio (Figura 3.1). La unidad correspondiente al cerro Lampallares sobreyace a la formación Oxaya (**Omo(1)**) en

discordancia erosiva (ladera sur valle), conformando la actual superficie de erosión de la zona. Por otro lado, al norte, la unidad correspondiente al volcán Quivilque se encuentra inter-estratificado con la Ignimbrita Oxaya (**Omo(2b)**) (García *et al.*, 2004). Finalmente, cabe señalar que esta unidad no aflora en el valle, como se puede ver en la Figura 3.1. Es por ello que no se logró documentar y describir esta unidad en la zona de estudio.

-Ignimbrita Lauca: Corresponde a un depósito de flujo piroclástico de colores rosado a pardo rojizo, de gran extensión, el cual se expone de manera discontinua. En particular, en la zona de estudio, se presenta, en menor medida, en las cabeceras de la ladera sur, en la parte oriental del valle, subyaciendo a **Miv**, como se aprecia en la Figura 3.1 (García *et al.*, 2004). Sin embargo, la ignimbrita también aflora de manera continua en las terrazas fluviales del río (Figura 3.4a y b), como una capa de un metro y medio, la cual, por problemas de escala, no se encuentra mapeada en la hoja de Arica.

La Ignimbrita está constituida por depósitos de caída y tobas moderadamente soldada, vítrea con pocos cristales y líticos. Las dataciones de K-Ar indican una edad de entre 2,4 a 3,1 Ma (García *et al.*, 2004).

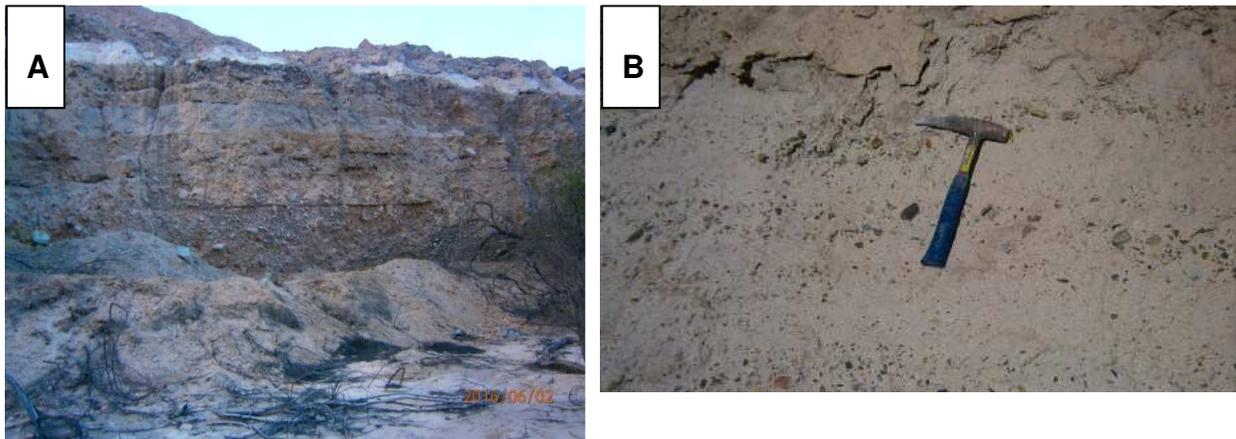


Figura 3.4: a) Foto terraza fluvial donde la capa blanca representa la Ignimbrita Lauca, orientación S. b) Foto de la Ignimbrita Lauca con escala, orientación SE. Fuente: Elaboración propia.

3.1.2.2 Rocas intrusivas

-Intrusivo Lluta: Corresponde a un conjunto de cuerpos de intrusivos mayores que cubren, al menos, 150km² de exposición total que afloran en el valle del río Lluta, expuestas en ambas laderas (Figura 3.1) y que intruye a rocas de la Formación Livilcar (**JKil**), provocando metamorfismo de contacto en ellas. El intrusivo es primordialmente

granodiorítico a monzodiorita cuarcífera de colores grises a verdosos, además, presenta texturas faneríticas y tamaño de grano medio a grueso. La edad del intrusivo, datado con el método K-Ar, arroja edades de entre los 64 y 63 Ma (García *et al.*, 2004).

En la zona de estudio, el intrusivo aflora en ambas laderas del valle, como se mencionó anteriormente, presentando un color pardo-rojizo a grisáceo. Además, se presenta mayormente fracturado (Figura 3.5a) y, en algunos casos, cubierto de material coluvial/aluvial (Figura 3.5b).





Figura 3.5: a) Intrusivo Lluta, fracturado, orientación NE. b) Intrusivo Lluta cubierto de material coluvial, orientación SW. Fuente: Elaboración propia.

3.1.3 Depósitos del Cuaternario

Finalmente, en el valle se encuentran expuestas 5 unidades de depósitos cuaternarios, las cuales corresponden a los depósitos de la Avalancha del Lluta (**Msrl**), Fluviales del Plioceno (**Pif**), de Remociones en Masa del Plioceno-Cuaternario (**PIQr**), Coluviales (**Qc**) y Fluviales del Holoceno (**Hf**). En la Figura 3.1 se pueden apreciar dichas unidades, las cuales se caracterizarán con mayor detalle a continuación.

-Depósitos de la Avalancha del Lluta: Como se puede ver en Figura 3.1, corresponden a depósitos de gran volumen de edad Mioceno superior distribuidos a lo largo de la Depresión Central, así como también, en el valle del río Lluta, tanto en la ladera norte, como en la sur, en particular, en el margen occidental de la zona de estudio. Los depósitos de esta avalancha se extienden por más de 50 km de largo y alcanzan la zona costera de Arica (Figura 2.9) (García *et al.*, 2004).

En la parte occidental, estos depósitos cubren la Formación El Diablo (**Mind**), mientras que en la parte oriental subyacen, en discordancia erosiva, a los depósitos Fluviales del Plioceno, además de estar localmente intercalada con los depósitos de la Ignimbrita Lauca. Los depósitos son altamente caóticos, bien consolidados y formados por megabloques de tamaño métrico a decamétrico, correspondientes a tobas riolíticas

soldadas y rocas sedimentarias, de grano fino a grueso, pertenecientes, predominantemente, a la Formación Oxaya (**Omo**) y, en menor medida, a la Formación El Diablo (**Mind**) (García *et al.*, 2004).

En la zona de estudio estos depósitos se caracterizan por ser altamente caóticos, formando pequeños cerros de varias decenas de metros observados a la distancia, confundiéndose estos con los demás cerros característicos de la zona de estudios, en particular, en la ladera sur del valle. Esta unidad se puede apreciar de mejor manera mediante la Figura 3.12 (foto aérea), dado que, esta no puede ser distinguida claramente desde el valle.

-Depósitos Fluviales del Plioceno: Corresponden a ripios, gravas clastosoportados y arenas, de colores pardo a gris, con intercalaciones de limos, tobas y depósitos epiclásticos, constituidos por clastos redondeados a subangulosos, de diámetros menores a 1 metro, frecuentemente imbricados, predominantemente de rocas volcánicas e intrusivas, mientras que la matriz es arenosa a limosa, es decir, presenta una mala selección (García *et al.*, 2004).

En el valle del río Lluta, estos depósitos se distribuyen en la parte occidental de la zona de estudio, en particular, en la ladera sur de la misma (Figura 3.1), en capas bien estratificadas de tamaño métrico, sobreyaciendo a los depósitos de la Avalancha del Lluta (**Msrl**) e intercaladas con la Ignimbrita Lauca (**Pll**), cubriendo superficies relativamente extensas en esta zona (García *et al.*, 2004).

Asimismo, en zonas de alta pendiente, esta unidad se presenta como un depósito matriz soportado, de gravas y brechas, fuertemente acanalados, caracterizados por presentar una matriz de arenas y arcillas semi-consolidadas, interpretados como depósitos aluviales proximales a distales producto de flujos de detrito y barro (García *et al.*, 2004).

Dado que estos depósitos se distribuyen en el margen occidental de la zona de estudio, en particular en zonas de alta pendiente y difícil acceso, no se pudo observar las características de estos depósitos, no obstante, diversos rodados de material consolidado de dichas características fueron encontrados al pie de las quebradas de la ladera sur en esta zona, por consiguiente, se puede decir que estos depósitos se encuentran presentes en las parte media-alta de dichas laderas, lo que se correlaciona con lo expuesto en la Figura 3.1.

-Depósitos de remociones en masa del Plioceno-Cuaternario: Corresponden a depósitos de deslizamientos y avalanchas gravitacionales de variadas dimensiones, expuestos en las laderas, escarpes abruptos y quebradas profundas del valle del río Lluta (Figura 3.6), donde la incisión fluvial llega a alcanzar los 1700 metros (García *et al.*, 2004).

Los colapsos que forman estos depósitos afectan a las Formaciones Oxaya (**Omo**) y Livilcar (**Jkil1**), así como también al Intrusivo Lluta (**Kpi(a)**), tanto en las laderas norte, como sur de la zona de estudio (Figura 3.1). Estos depósitos se disponen, tanto sobre los depósitos fluviales antiguos (**Pff**), como por sobre la Ignimbrita Lauca (**Pll**) (García *et al.*, 2004).



Figura 3.6: Depósito de remoción en masa y quebradas de alta pendiente, orientación NW. Fuente: Elaboración propia.

En la zona de estudio, en estos depósitos se observan sistemas de drenajes pequeños y de alta pendiente, como se puede apreciar en la Figura 3.6. A su vez, estos se encuentran consolidados y presentan muy mala selección. Internamente se encuentran bloques de tamaños muy variados, de tamaño métricos a decamétricos, sumamente fracturados y deformados. En algunos casos estos depósitos constituyen sistemas en forma de abanico, bruscamente cortados por la acción de la erosión del río Lluta, como se puede observar en la Figura 3.6.

-Depósitos Coluviales: Corresponden a depósitos caóticos, no consolidados, principalmente monomícticos u oligomícticos, de origen gravitacional y constituidos por bloques, bolones, rodados, arenas y limos. Se encuentran mal seleccionados, localmente bien estratificados, y con espesores altamente variables, de hasta 50 m. Por otro lado, de acuerdo a la Figura 3.1, estos depósitos, se encuentran principalmente en las cabeceras de las quebradas (García *et al.*, 2004).

En la zona de estudio, estos depósitos se manifiestan mediante grandes mantos coluviales de centenas de metros (Figura 3.2 y Figura 3.3), así como también, morfologías tipo conos (conos de deyección) y mantos pequeños (escombros de falda) observados, tanto en quebradas cortas de alta pendiente, como en taludes abruptos, respectivamente, cuyas dimensiones corresponden a unas pequeñas decenas de metros. Estas morfologías se pueden apreciar claramente en las Figura 3.7a y b.

Se puede decir entonces, dado lo mencionado en el párrafo anterior, que el mapeo de estas pequeñas morfologías resulta difícil a una escala tan grande como la expuesta en la Figura 3.1, por lo que, en la zona de estudio, estos depósitos fueron asignados a los depósitos de remociones en masa del Plioceno-Cuaternario (**PIQr**), mientras que los mantos coluviales más extensos si fueron mapeados como **Qc**.

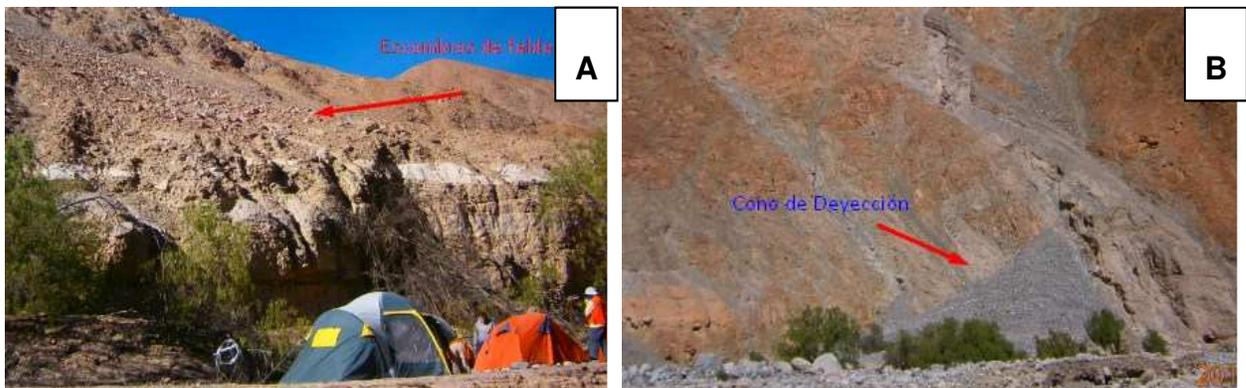


Figura 3.7: a) Foto de escombros de falda, mirando hacia el SW. b) Foto de cono de deyección, mirando hacia el S. Fuente: Elaboración propia.

-Depósitos fluviales del Holoceno: Los Depósitos Fluviales del Holoceno corresponden a ripios y gravas, en su mayoría clastosoportados, arenas y limos, semi-consolidados (Figura 3.8a y b) que se distribuyen, principalmente, a lo largo del cauce activo del río Lluta, como se puede apreciar en la Figura 3.1. Los depósitos, por lo general, se presentan bien estratificados, pobre a moderadamente seleccionados, formados por clastos redondeados a subangulosos y esfericidad moderada (García *et al.*, 2004).

Por otra parte, los clastos se presentan, en general, imbricados y de proveniencia volcánica (de andesitas a riolitas) mientras que la matriz es arenosa o limosa. Se observan, a menudo, paleocanales, de ancho métrico. Cabe señalar que estos depósitos se asignan al Holoceno puestos que los procesos que originan estos depósitos aún se encuentran activos (García *et al.*, 2004).



Figura 3.8: a) Foto cauce del río mostrando depósitos fluviales, orientación E. b) Foto calicata mostrando los mismos depósitos, pero en profundidad. Fuente elaboración propia.

3.2 Geomorfología local

La geomorfología local se encuentra controlada por 3 procesos principales que configuran el paisaje de la zona de estudio. Estos corresponden a procesos tectónicos, ya caracterizados en el capítulo 2.3, procesos erosivos, los cuales se caracterizan en este capítulo y procesos climáticos.

Teniendo en cuenta lo anterior, se tiene que la zona de estudio se emplaza en el valle del río Lluta (Figura 2.4), a veces mencionado como quebrada Lluta (García *et al.*, 2004), la cual, a su vez, se encuentra emplazada entre las unidades geomorfológicas de la Precordillera y Pampas, al oriente y occidente respectivamente. Este valle, por otro lado, producto de alta erosión fluvial, genera una alta incisión en la unidad geomorfológica del Pediplano (Strasser *et al.*, 2005), por lo tanto, y como se puede apreciar en la Figura 3.1, esta unidad representa el piso de erosión para esta zona (García *et al.*, 2004).

Resulta difícil establecer una edad para el comienzo de la incisión en el valle. Por un lado, Strasser *et al* (2005) señala que la incisión comenzó entre los 7,5 y 8 Ma, dada diversas dataciones realizadas en terrazas aluviales. Por otro lado, Pinto *et al* (2008) señala que el comienzo de la incisión tiene que ser posterior a los 8-9 Ma debido a la geomorfología de diversos megadeslizamientos (Latagualla *landslide*), ubicados en el límite entre la Precordillera y el Altiplano, los cuales indican que la forma de los valles, entre los 8 y 9 Ma, no corresponde a la actual geomorfología de estos. Se tiene, entonces, que los valles eran más anchos y menos profundos, lo que indica, por consiguiente, una menor incisión durante ese periodo (Pinto *et al.*, 2008).

Por lo anteriormente mencionado, la presencia del río Lluta, y la erosión provocada por este, constituye un importante factor para la conformación del valle. Es por ello que la tasa de erosión cobra relevancia, dado que ayuda a cuantificar la incisión del valle y,

por ende, como este se fue conformando desde el Mioceno tardío (Pinto *et al.*, 2008 y Strasser *et al.*, 2005), periodo en el cual se señala que la incisión pudo haber comenzado, hasta la actualidad. Dependiendo del tipo de medición y los tramos elegidos para esta (Anexo C.6), se obtuvieron tasas de 0,1 a 1 m/Myr entre la Cordillera de la Costa y la zona del Pediplano o “*Western Escarpment*” (Kober *et al.*, 2009) mientras que en la zona de la Precordillera se obtuvo una tasa aproximada de 0,02 mm/yr (Quezada *et al.*, 2010).

Por otro lado, otro proceso que colabora en la incisión del valle es la tasa de alzamiento, es decir, la injerencia de los procesos tectónicos, en este caso convergentes, en la zona de estudio (García *et al.*, 2004). De esta forma, Molnar y England (1990), proponen que existe una razón entre la tasa de alzamiento y la tasa de erosión, la cual configura el paisaje, una vez que estas tasas se equilibren, manteniendo la razón constante, se tiene que el paisaje entra en un equilibrio dinámico, donde el alzamiento es igual a la erosión.

Dado los procesos geomorfológicos de alzamiento y erosión antes descritos se configura el paisaje característico de la zona de estudio caracterizado, principalmente, laderas de alta pendiente, las cuales, debido a la presencia de diversos sistemas de fallas antes mencionados (Figura 2.11) se presenta sumamente fracturadas y meteorizadas (Figura 3.7b). Producto de todo lo anterior se aprecian laderas verticales de hasta 100 metros de altura y terrazas fluviales de hasta 50 metros de altura como se puede observar en la Figura 3.9 (Kober *et al.*, 2009).



Figura 3.9: Terraza fluvial, mirando hacia el N. Fuente: Elaboración propia

Esta alta pendiente en las laderas, condiciona la ocurrencia de diversos fenómenos de remociones en masa como se puede observar en las (Figura 3.1, Figura 3.6 y Figura 3.7)

En estas laderas, a su vez, debido, tanto a la erosión fluvial estacional, como a fenómenos de remoción en masa (flujos de detritos y deslizamientos), se generan quebradas de orientaciones NNE a SSW (Figura 3.10).

Por consiguiente, al añadir la dirección de escurrimiento del cauce del río, se puede decir que el patrón de drenaje del valle indica que este descende, principalmente, en dirección este a oeste, dado que los tributarios principales del río en el valle de la zona de estudio descienden principalmente en dirección oeste (García *et al.*, 2004).



Figura 3.10: Quebrada Palmani, mirando hacia el NE. Fuente: Elaboración propia.

Adicionalmente se tiene la presencia de depósitos pertenecientes al megadeslizamiento del Lluta gatillado, probablemente, por la activación de la Falla

Ausipar durante el Mioceno superior (García *et al*, 2004). Este megadeslizamiento presenta un escarpe semicircular de aproximadamente 12 km removiendo un estimado de 26 km^3 , lo que propicio un alcance máximo cercano a localidad de Pocónchile (Figura 3.11) (Strasser *et al.*, 2005).

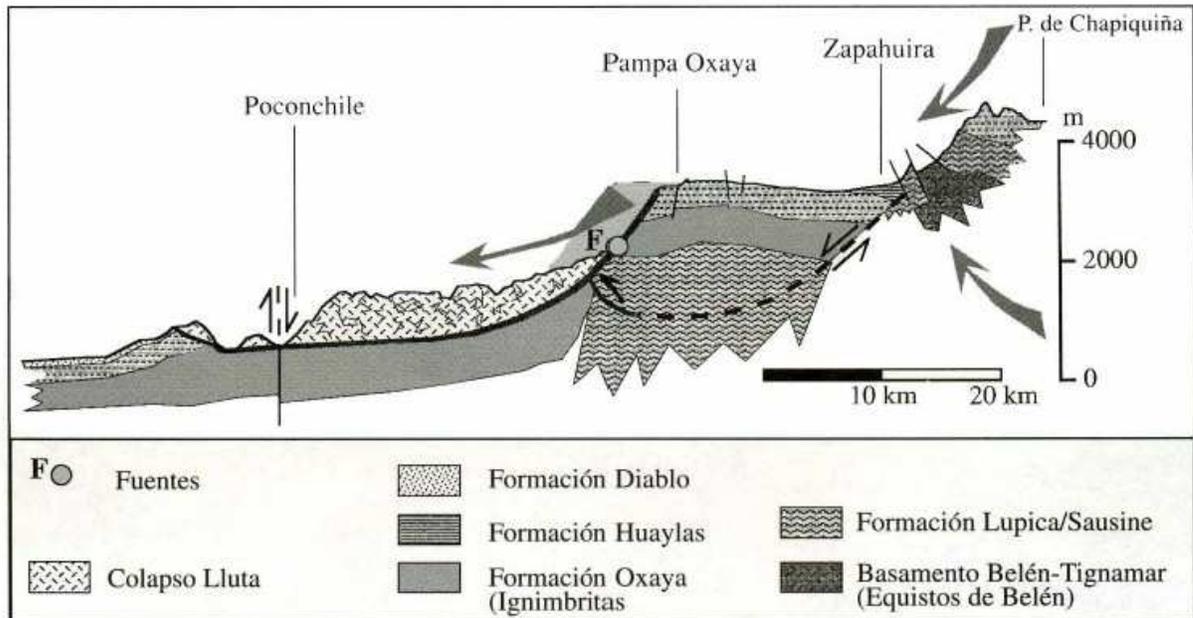


Figura 3.11: Perfil E-W, del Colapso del Lluta. Fuente: Seyfried *et al.*, 1999

Esta avalancha se puede separar en tres dominios principales (Figura 3.12). El primero de estos corresponde a la cabecera, donde se origina la red drenaje dendrítica local del megadeslizamiento. El segundo corresponde a la zona de acumulación donde se concentran los grandes bloques que representan el inicio del megadeslizamiento y, por último, la zona denominada “*corrugated surface*”, que se caracteriza por presentar las mayores alturas topográficas del megadeslizamiento lo que representa el final de este (Strasser *et al.*, 2005).

La extraña morfología de este megadeslizamiento tiene como causa que, al deslizar toda la masa, se expone una gran sección de la formación Oxaya, el cual constituye un buen reservorio de agua subterránea. De esta forma, al desprenderse el bloque, el agua fluyó a través del megadeslizamiento, vaciando el reservorio y generando la morfología dendrítica de la red en la zona de la cabecera de la avalancha (Seyfried *et al.*, 1999).



Figura 3.12: Dominios principales avalancha del Lluta. Fuente: Strasser *et al.*, 2005.

Como se puede apreciar de la figura anterior, resulta difícil apreciar la morfología de este megadeslizamiento en su completa magnitud en terreno. Esto se debe a que el recorrido en terreno solo incluye las laderas adenañas al valle, las cuales, de cierta forma, esconden el escarpe de este megaremovición.

De esta forma y a modo de resumen, se tiene que el proceso geomorfológico más importante es el alzamiento tectónico (Capítulo 2.3), representado por la Figura 2.11. De acuerdo a Charrier *et al* (2013), se tiene que la región ha sido sometida a diversos periodos de compresión y alzamiento (representado por diversas estructuras tales como la Falla Ausipar, entre otras). El último periodo de alzamiento (desde los 10 Ma hasta los 2,5 Ma aproximadamente, de acuerdo a Strasser *et al*, 2005), generan el alzamiento observado en la zona de estudio (en particular en la zona del Pediplano), relacionado a la actividad de la Falla Ausipar (cuya actividad pudo haber generado el megadeslizamiento del Lluta), generando, a su vez, las malas condiciones geotécnicas observadas en terreno (abundante presencia de estructuras).

Supeditados a este proceso de alzamiento regional, observado a escala local en la zona de estudio, se tienen, en primer lugar, diversos procesos erosivos, los cuales generan la alta incisión observada en el valle del río Lluta. Dichos procesos comienzan a los 8 Ma (Aguilar *et al*, 2012), lo que se condice con la edad del alzamiento,

estableciéndose un desbalance entre las tasas de erosión y alzamiento (Quezada *et al*, 2010).

En segundo lugar, se tienen los procesos climáticos, en donde Riquelme *et al* (2008) señala que, durante el periodo de alzamiento, las precipitaciones empezaron a tener las características asociadas a las provocadas por el Invierno Altiplánico en la actualidad, por lo que se puede decir que el alzamiento tiene una relación directa con la generación del fenómeno del Invierno Altiplánico, así como también, configura el actual contexto climático de hiperaridez imperante en el Desierto de Atacama.

Por otro lado, se tiene una interrelación en los 2 fenómenos antes mencionados. Carretier *et al* (2012), señala que, bajo los 24°S, existe mayor erosión dado que el Invierno Altiplánico se manifiesta de forma más intensa. De esta forma se observa que la erosión se incrementa con la variabilidad climática en más de un 90% para las zonas áridas, por otro lado, Quezada *et al* (2010), indica que esta interrelación se observa en la preservación del Acantilado Costero (desequilibrio tasa de erosión/alzamiento producto Invierno Altiplánico).

A continuación, dada la interrelación de los procesos climáticos con los tectónicos y erosivos, se profundizará acerca de los procesos climáticos, en particular al evento del Invierno Altiplánico antes mencionado.

4. Análisis del Invierno Altiplánico en la zona

En función de lo expuesto en el capítulo anterior, se tiene que los procesos climáticos corresponden a un factor importante en la configuración de la geomorfología de la zona de estudio.

De esta forma se procede a la caracterización de este proceso, focalizando el análisis en el fenómeno del Invierno Altiplánico, fenómeno climático principal, tanto en la zona de estudio, como en todo el norte grande de Chile.

4.1 Clima

El territorio del norte de Chile, entre los 18,5° y 28°S, se encuentra enmarcado en el contexto climático del Desierto de Atacama. Este desierto presenta condiciones de aridez extrema, caracterizada por pluviosidades inferiores a 30 mm/año, tanto en la Depresión Central, como en la Cordillera de la Costa y Precordillera, mientras que en la zona del Altiplano (*Western Cordillera*), las pluviosidades pueden llegar a los 300 mm/a (Kober *et al.*, 2009). Al norte de los 24°S, las precipitaciones son inferiores a 5 mm/año en la costa y Depresión Central, manteniéndose las tasas de precipitaciones mencionadas anteriormente en el Altiplano. Por su parte, la temperatura media anual es del orden de 18°C y las amplitudes térmicas oscilan entre los 6-7°C en el litoral y 25°C al interior del Desierto de Atacama (Quezada *et al.*, 2010).

Con respecto al clima de la región de Arica y Parinacota, es decir, la parte norte del Desierto de Atacama, se puede decir que este corresponde a uno subtropical desértico o árido a hiperárido (García *et al.*, 2004). El clima hiperárido se presenta entre la Depresión Central y la Cordillera de la Costa, mientras que las condiciones semiáridas (subtropical desértico) se presentan en el Altiplano (Strasser *et al.*, 2005). La temperatura media varía entre los 15 y 20°C con precipitaciones menores a 3 mm en la zona de la costa, a diferencia de la Precordillera y Altiplano, donde las temperaturas medias varían entre 0 y 9°C y las precipitaciones oscilan entre los 100 y 440 mm/a. Estas tasas de precipitaciones se deben al fenómeno climático denominado “Invierno Altiplánico” (García *et al.*, 2004), donde la pluviosidad va aumentando con la altitud durante la temporada de lluvias estivales, es decir, en la época de verano en el hemisferio sur (Kober *et al.*, 2009).

Dado lo mencionado en el párrafo anterior, se puede decir que esta región se caracteriza por presentar tasas de precipitación, tanto bajas, como altas, las cuales se deben a diversos fenómenos.

En primer lugar, con respecto a las tasas de precipitaciones extremadamente bajas se tiene la presencia del Anticiclón del Pacífico, el cual frena y desvía los sistemas frontales provenientes del sur, así como también, a la presencia del macizo andino por el este, que con alturas del orden de 5.000-6.000 msnm, forma una barrera para las masas de aire húmedo, de baja presión, proveniente de la vertiente amazónica de los Andes. Por otra parte, la presencia de la corriente fría de Humboldt acentúa, aún más, las bajas

precipitaciones debido al enfriamiento de las masas de agua oceánicas (Quezada *et al.*, 2010 y Romero *et al.* 2012).

El fenómeno descrito en el párrafo anterior se puede ver representado por la Figura 4.1, expuesta a continuación.



Figura 4.1: Ilustración del contexto climático en el verano del hemisferio sur. Fuente: Cambio Perú, enero 2017.

Dado lo anterior, se obtienen bajas precipitaciones, las cuales imponen el régimen de hiperaridez antes mencionado (Quezada *et al.*, 2010, Romero *et al.*, 2012 y Strasser *et al.*, 2005).

Sin embargo, como se menciona en párrafos anteriores, existen periodos de altas precipitaciones y corta duración. Estas pueden ser ocasionadas por tres procesos principales (Quezada *et al.*, 2010).

El primero corresponde a las precipitaciones estacionales debido a la propagación hacia el norte de los sistemas frontales provenientes desde el SW, es decir, el

desplazamiento del Anticiclón del Pacífico por un sistema de baja presión proveniente del sur (Figura 4.2). El segundo corresponde a las precipitaciones periódicas originadas por el fenómeno de “El Niño”. Este fenómeno consiste en un calentamiento de la temperatura del Océano Pacífico y el debilitamiento del Anticiclón del Pacífico, lo que ocasiona precipitaciones muy intensas (Quezada *et al.*, 2010). Finalmente, el tercero corresponde a las precipitaciones causadas por el desarrollo del Invierno Altiplánico, cuya máxima intensidad se puede observar durante los meses de diciembre a febrero (Romero *et al.*, 2013).

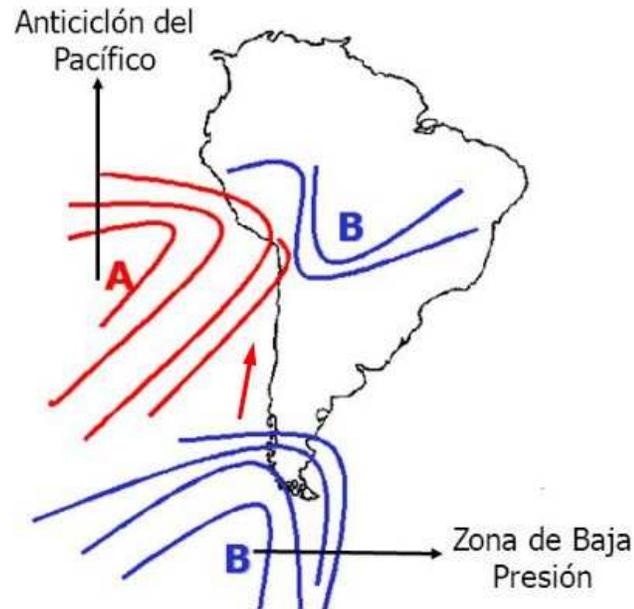


Figura 4.2: Ilustración de bajas presiones desplazando al Anticiclón de Pacífico, flecha roja indica dirección de desplazamiento de la baja presión. Fuente: El clima en Chile, enero 2017.

Es precisamente el fenómeno del “Invierno Altiplánico” o monzón sudamericano, el que provoca la mayor cantidad de precipitación en el norte grande de Chile. Para la región de Arica y Parinacota, se observa que las estaciones ubicadas a mayor altura registran precipitaciones que pueden llegar a superar los 700 mm (Figura 4.3), como es el caso de la estación ubicada en la localidad de Caquena (4400 msnm), la cual, en el año 2001 registra 783 mm. Otras estaciones como la de Parinacota (4420 msnm) y Chucuyo (4200 msnm) han llegado a registrar precipitaciones sobre los 600 mm, mientras que el máximo de precipitaciones registrado en Putre es de 422 mm el año 2001 (Romero *et al.*, 2012).

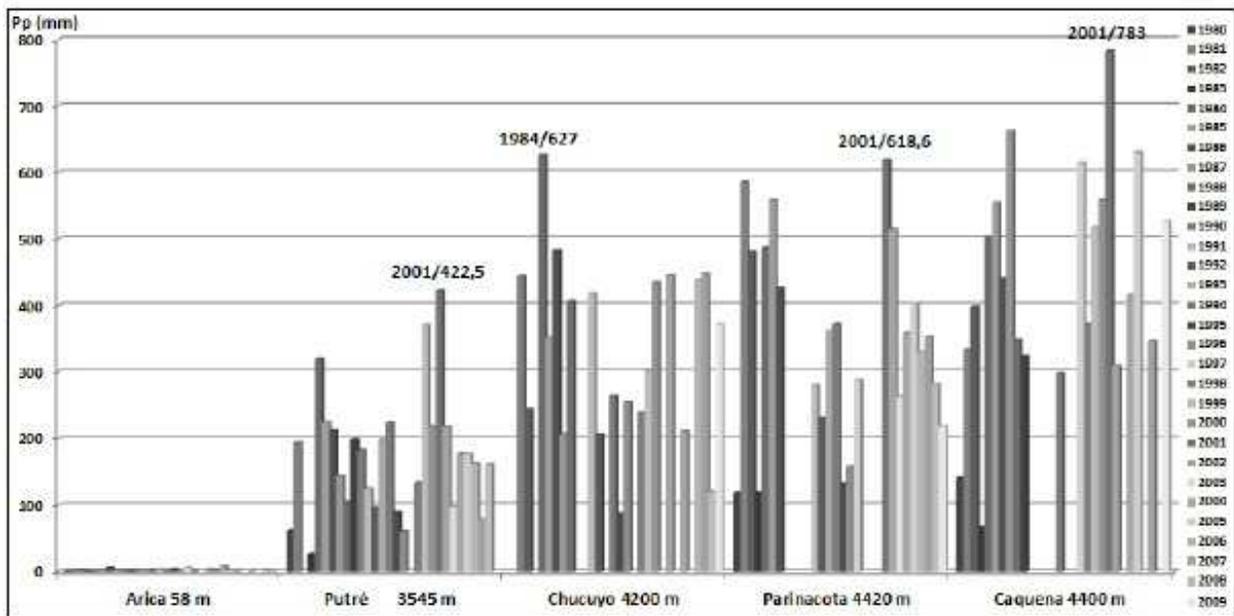


Figura 4.3: Mediciones de precipitación en las estaciones de la región de Arica y Parinacota, datos de la dirección meteorológica. Fuente: Romero et al., 2012.

Los valores observados en la Figura 4.3, al ser contrastados con los mencionados por Kober *et al* (2009), es decir, precipitaciones del orden de los 300mm/año en el Altiplano, muestran un significativo aumento en la cantidad de precipitaciones máximas para esta zona, no obstante, *García et al* (2004), sostiene que las precipitaciones son del orden de los 400 mm/año, un valor más cercano lo indicado por las estaciones de medición antes mencionadas.

Continuando con la caracterización del Invierno Altiplánico, cabe mencionar la génesis del mismo.

Se tiene entonces que este fenómeno se manifiesta cuando la baja presión presente en la zona del amazonas se desplaza en dirección SW hacia el Altiplano Boliviano (Figura 4.4), generando vientos que soplan en esa misma dirección. Dicho evento incrementa los valores de humedad y el aumento de las precipitaciones en esta zona, no obstante, este fenómeno ocurre, tanto en el invierno, como en el verano del hemisferio sur, por consiguiente, resulta lógico pensar que debe presentarse otra condición climática para generar las altas precipitaciones en verano (Romero *et al.*, 2012).



Figura 4.4: Esquema vientos cálidos provenientes del Amazonas (flechas amarillas). Fuente: <http://www2.worldwater.org/data.html> (26 enero 2017).

En función de lo anterior se tiene, adicionalmente al desplazamiento SW de la baja presión del amazonas, una componente NE de vientos húmedos (de alto nivel atmosférico), que aportan a las condiciones de saturación para generar las precipitaciones en el Altiplano. Esta componente viene dada por los vientos costeros generados en el océano pacifico, los cuales, ocurren solo en el verano. Debido a la presencia del Anticiclón semipermanente del Pacífico (Figura 4.4), la masa de aire cálido y húmedo no puede liberar las precipitaciones, por lo que, al circular por acción de los vientos de componente NE, esta se va saturando, por enfriamiento adiabático (presión constante), al ascender en dirección NE hacia el Altiplano, favoreciendo la condensación de esta masa de aire dejando precipitaciones en la Precordillera y Depresión Central (Romero *et al.*, 2012).

Al enfriarse estas masas de aire cálido y húmedo, se libera calor latente, lo cual favorece e intensifica la convección y, por consiguiente, las precipitaciones. Se tiene entonces que, mientras más húmeda la masa de aire, mayor es la cantidad de precipitaciones, es por ello que, para los años donde se presenta el fenómeno de El Niño, las precipitaciones son muchos más abundantes. Finalmente, a medida que se presenta la convección, parte de los vientos divergen. Los provenientes de la Amazonía, se enfrían en los niveles medios de la atmosfera y se devuelven hacia esa misma zona, mientras que los provenientes del Pacífico, divergen en las zonas más altas de la atmosfera y se enfrían, provocando el mismo efecto, pero en la dirección inversa. Este fenómeno conocido como la reversión estacional de los vientos, marca el comienzo del fin del Invierno Altiplánico (Romero *et al.*, 2013).

En el verano, las lluvias en el altiplano andino tienden a concentrarse en una semana, seguidas por periodos de sequías de duración indefinida que dependen de las características del sistema frontal. Las tempestades convectivas se organizan a mesoescala, abarcando los Andes centrales y también a escala topoclimática, es decir, a una escala mucho menor donde este fenómeno afecta, de forma diferencial, a distintas cuencas. El acoplamiento de estas causas puede generar lluvias intensas y remociones en masa como ha quedado demostrado en los valles de las regiones de Arica-Parinacota y Tarapacá el día 13 de marzo de 2012, los que arrasaron con parte importante de las viviendas y cultivos de lugares como Moquella, Camiña, Cuisama y Chapiquilta (Romero *et al.*, 2012 y Sepúlveda *et al.*, 2014).

A menor escala, la cuenca del río Lluta también se ve afectada por las condiciones climáticas antes descritas. En las localidades de Poconchile y Putre se tienen precipitaciones anuales de 0,4 y 237 mm respectivamente, lo que demuestra el aumento de las precipitaciones a medida que aumenta la altitud (Poconchile 550 msnm y Putre 3500 msnm aproximadamente), mientras que las temperaturas medias varían entre los 19,1 y 8,4°C en dichas localidades, mostrando, a su vez, una disminución de las temperaturas al aumentar la altitud, siguiendo el mismo patrón antes descrito para esta zona (DGA, 2004). Adicionalmente, se tiene que en el extremo occidental de la zona de estudio (Figura 1.1), debido a los efectos del Invierno Altiplánico, se llegan a tener precipitaciones de hasta 100 mm/a (Strasser *et al.*, 2005). Las tasas de precipitaciones antes descritas llegan a generar niveles de escorrentías medias de entre 1 mm/a (Quebrada Socoroma) hasta 50 mm/a en las Quebradas Caracani, Colpitas y Río Azufre, nacientes del río Lluta (DGA, 2004).

4.2 Marco referencial de estaciones meteorológicas

Como se menciona en el punto anterior, el Invierno Altiplánico es un evento climático caótico que incluso se puede manifestar de distinta a forma a nivel topoclimático, es decir, a escala de cuenca. Es por ello que, para poder caracterizar de mejor manera el fenómeno, resulta necesario disponer de una buena red de estaciones meteorológicas. Para ello, se tiene la Figura 4.5 que muestra las estaciones utilizadas en el presente el estudio:

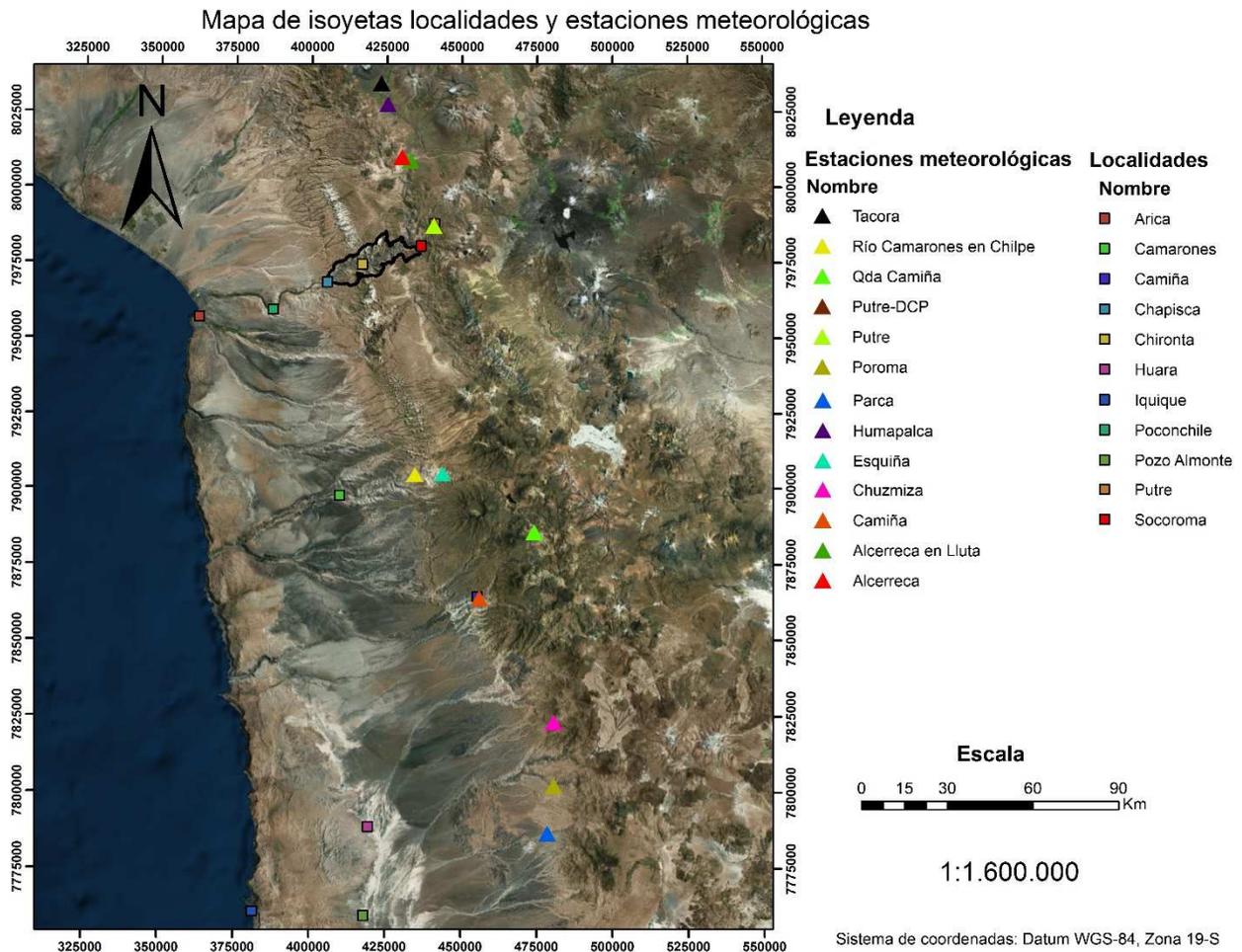


Figura 4.5: Mapa de estaciones meteorológicas (Estaciones Putre y Putre-DCP, superpuestas a la localidad de Putre). Fuente: Elaboración propia.

Como se puede ver en la Figura 4.5, dentro de la zona de estudio no existen estaciones meteorológicas vigentes, por consiguiente, se recurre a la información proporcionada por las estaciones más cercanas al área de estudio. Dichas estaciones corresponden a las expuestas en la Tabla 4.1, obtenidas desde el sitio web de la DGA (<http://snia.dga.cl>, febrero 2017).

Tabla 4.1: Tabla de estaciones región de Arica y Parinacota. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA.

Estación	Altitud (msnm)	Código	Vigencia estación
Alcerrec	3990	01201010-9	1970-2017
Humapalca	3980	01200003-0	1971-2017

Putre	3545	01202010-4	1967-2010
Tacora	4080	01200002-2	1974-2017
Alcerreca en Lluta	3592	01201003-6	2001-2017
Putre-DCP	3560	01202012-0	2001-2017

Como se puede observar en la Tabla 4.1, la altitud de las estaciones oscila entre los 3500 y 4100 msnm, a diferencia de la zona de estudio (entre Chapisca y Socoroma), cuyas cotas superiores alcanzan solo los 3100 msnm hacia las cabeceras de las laderas (Figura 1.1).

A partir de estas estaciones, se obtienen diversos datos pluviométricos, tales como las intensidades máximas anuales de precipitación diaria, intensidades de precipitación por hora y precipitaciones acumuladas, entre los años 1990 y 2016. Para efectos de este estudio, se considerarán como representativos los meses de enero a marzo, en relación a las precipitaciones ocasionadas por el fenómeno del Invierno Altiplánico, de acuerdo a lo expuesto en el capítulo 4.1. Dado los datos recopilados por estación, se elaboran diversas tablas y gráficos comparativos, los cuales se expondrán más adelante.

Por otro lado, y como se menciona en el capítulo 1.3.2, dado los antecedentes de remociones en masa recopilados, tanto para la zona de estudio, como en las provincias y regiones aledañas a esta (Anexo G), resulta necesario vincular dichos eventos a las precipitaciones que pudieron haberlos ocasionados.

Dado lo anteriormente mencionado y en función de concretar dicho vínculo, resulta necesario recurrir al registro de estaciones al sur de la zona de estudio (Figura 4.5), en particular en la provincia de Camarones (Región de Arica y Parinacota) y en las ciudades de Camiña, Huara y Pozo Almonte (extremo norte de la Región de Tarapacá), donde las estaciones se encuentran a cotas menores (entre 1600 y 3600 msnm), por lo que las precipitaciones pueden correlacionarse mejor con las de la zona de estudio. De esta forma se tiene la Tabla 4.2 con las nuevas estaciones a considerar.

Tabla 4.2: Tabla de estaciones meteorológicas provincia de Camarones y región de Tarapacá.
Fuente: Elaboración propia.

Estación	Altitud (msnm)	Región	Código	Vigencia estación
Chuzmiza	3400	Tarapacá	01730020-2	1970-2017
Parca	2650	Tarapacá	01740001-0	1971-2017
Poroma	2880	Tarapacá	01730017-2	1967-2010
Camiña	2500	Tarapacá	01611001-9	1970-2017

Qda Camiña	3694	Tarapacá	01610004-8	1974-2017
Esquiña	2170	Arica y Parinacota	01201003-6	2001-2017
Río Camarones en Chilpe	1595	Arica y Parinacota	01202012-0	2001-2017

Las estaciones expuestas en la Tabla 4.2, se ubican a altitudes similares a las de la zona de estudio (Figura 1.1), es decir, entre los 1600 y 3600 msnm, por lo que las precipitaciones registradas en estas estaciones pueden ser representativas de esta zona.

Finalmente, a partir de estas estaciones se obtienen precipitaciones características capaces de generar aluviones, lo que ayuda a caracterizar, de mejor forma, los efectos de las precipitaciones causadas por el Invierno Altiplánico, resultados que se expondrán más adelante.

4.3 Registro de precipitaciones zona de estudio

Como se menciona en el capítulo 4.2, para caracterizar las precipitaciones de la zona de estudio se utilizan las estaciones expuestas en la Tabla 4.1.

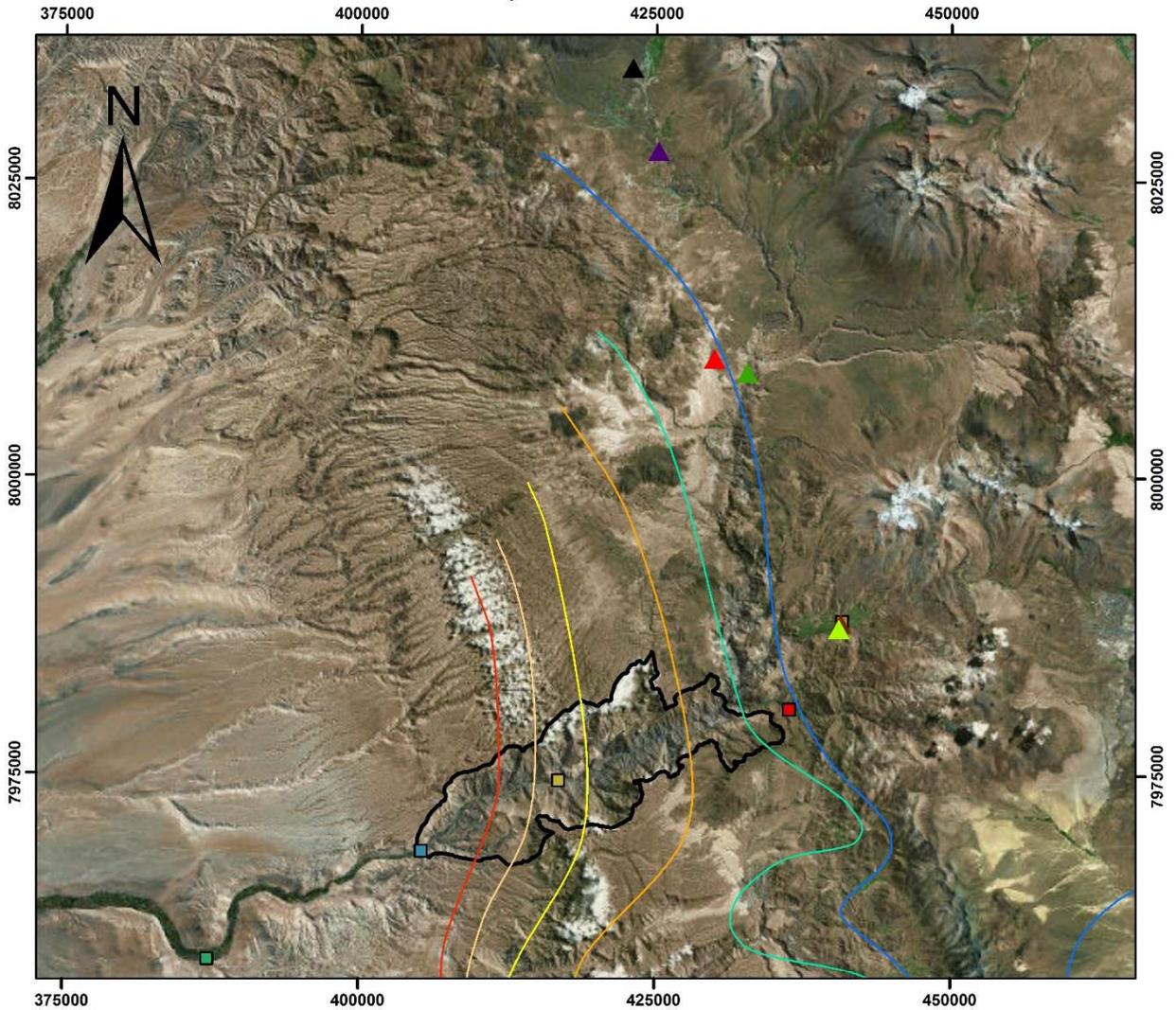
Dichas estaciones presentan un registro bastante completo de las precipitaciones en la región, no obstante, algunas de estas presentan solo un registro reciente, en particular las estaciones de Putre-DCP y Alcerreca en Lluta, las cuales se encuentran vigentes solo desde el año 2001, mientras que la estación de Putre fue suspendida en el año 2010.

Teniendo claro cuáles son las estaciones que se usan para caracterizar las precipitaciones en la zona de estudio, se confecciona el mapa de la Figura 4.6, que muestra la localización de estas.

Asimismo, en referencia a la Figura 4.6, se agregan las isoyetas anuales (curvas de igual precipitación), que pasan por sobre la zona de estudio, es decir, encontradas en el repositorio de información satelital de la DGA (<http://www.dga.cl>, febrero 2017) e incluidas en este mapa para una mejor visualización del fenómeno de precipitaciones en la zona de estudio.

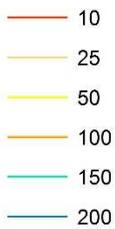
En este repositorio, además, se pueden encontrar las isoclinas de intensidad máxima de precipitación diaria anual (IMA de ahora en adelante), es decir, la máxima precipitación registrada, para un solo día, en todo el año, para la zona de estudio, las cuales se incluyen en el mapa de la Figura 4.7.

Mapa de isoyetas zona de estudio



Leyenda

Isoyetas Milímetros/Año



Estaciones meteorológicas

Nombre

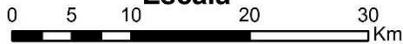


Localidades

Nombre



Escala



1:500.000

Sistema de coordenadas: Datum WGS-84, Zona 19-S

Figura 4.6: Mapa de estaciones meteorológicas e isoyetas (anuales) en la zona de estudio. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA (Mapoteca digital, febrero 2017).

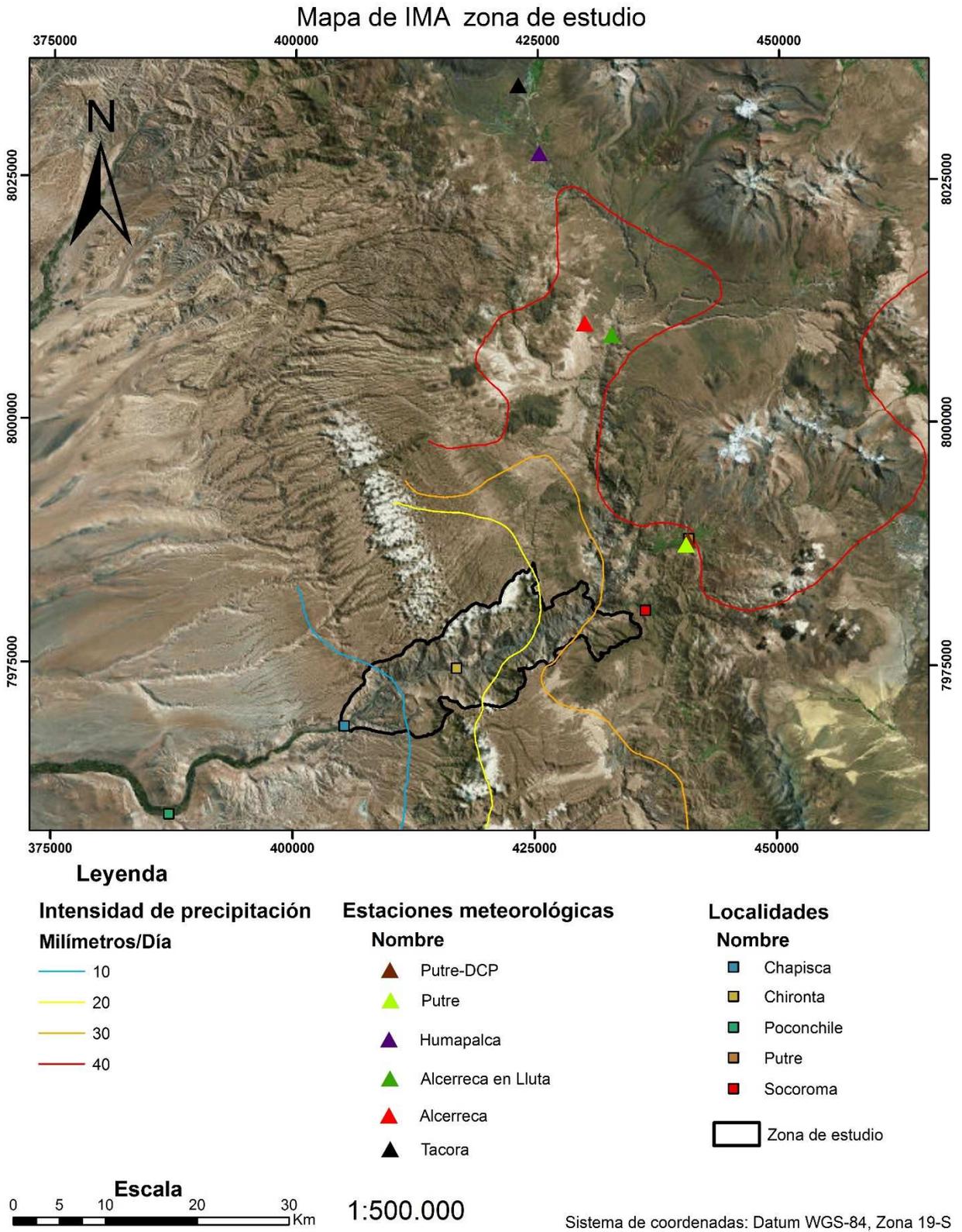


Figura 4.7: Mapa de intensidad de precipitación máxima diarias anual (IMA), para la zona de estudio. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA (Mapoteca digital, febrero 2017).

Cabe señalar que los mapas de las Figura 4.6 y Figura 4.7 presentan isoyetas e IMAs teóricas, elaboradas a partir de las ecuaciones que la DGA utiliza para modelar las precipitaciones en zonas donde no se tienen estaciones de monitoreo. Estas muestran la precipitación promedio que se debería esperar anualmente para la zona. Lo mismo se tiene para las IMA, las cuales muestran la intensidad máxima (diaria), que se debería esperar anualmente.

Teniendo en cuenta lo anterior, se observan, en la zona de estudio intensidades máximas de precipitación teóricas que oscilan entre los 10 mm/día en las zonas bajas del valle (extremo occidental de este), y los 40 mm/día en la zona oriental del mismo. Con respecto a la precipitación anual teórica, cabe señalar que la oscilación presenta un amplio rango de variación, tanto así que, entre la zona occidental del valle y la zona oriental del mismo, los valores de precipitación oscilan entre los 10 y 200 mm anuales, como se puede ver en la Figura 4.6.

Cabe señalar que las isoyetas trazadas en la Figura 4.6, representan la precipitación anual, sin embargo, dado que durante los meses de enero a marzo precipita la mayor cantidad de lluvia producto del Invierno Altiplánico, se puede decir que estas isoyetas son representativas de la zona de estudio para el periodo antes mencionado.

A pesar de lo anterior, y como se menciona en los párrafos anteriores, los registros de isoyetas e IMA, corresponden a modelos teóricos, por lo que, para caracterizar de mejor forma las precipitaciones de la zona de estudio resulta necesario elaborar un registro de precipitaciones usando las estaciones meteorológicas más cercanas a la zona de estudio (Tabla 4.1).

De esta forma se elabora el siguiente registro anual de precipitaciones, para los meses de enero-marzo:

Tabla 4.3: Registro anual de precipitaciones, periodo enero-marzo. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017.

Año	Pp Estación Alcerreca (mm)	Pp Estación Humapalca (mm)	Pp Estación Putre(mm)	Pp Estación Tacora (mm)	Pp Estación Alcerreca en Lluta (mm)	Pp Estación Putre-DCP (mm)
2016	61,6	175	-	29,9	136,4	223,4
2015	32,9	293	-	170,7	117,7	265,2
2014	54,6	140	-	63,8	63	70
2013	26	209,2	-	102,7	138,6	160,5
2012	374,7	329	-	344	223,2	34,7
2011	209	277	-	191	139,5	205,1

2010	33	73	-	23	33,6	16,2
2009	181	201	46,9	144,5	61,8	79,7
2008	140,8	194	140	164,7	120,5	158,9
2007	165	211	77,2	220	106,7	74
2006	159	327,6	154,4	193	160,8	148
2005	106,5	222	144,5	125,5	43,9	114,7
2004	122,3	158	172	188,9	99,3	153
2003	87,3	129	89,9	122,5	65	69,8
2002	43	259	182,1	137	131,9	178,7
2001	299	375,5	399,5	466,5	-	-
2000	193	265	202	495	-	-
1999	308	452	335,1	375	-	-
1998	108,5	234	95,4	123	-	-
1997	219	427	255,5	-	-	-
1996	154,4	151,9	60,3	178,4	-	-
1995	173	96	85	229	-	-
1994	214,1	169,3	159,7	350	-	-
1993	159,5	202,5	144,5	470	-	-
1992	28,9	41,8	27,5	1,1	-	-
1991	302,2	168,8	112,1	333	-	-
1990	129	68,9	61,9	173,1	-	-

Como se puede observar en la Tabla 4.3, existe una alta variación de precipitaciones estivales anuales, por ejemplo, si se observan los años 1991 y 1992, en el primero las precipitaciones alcanzaron un máximo de 302 mm, mientras que en el segundo solo se registraron 42 mm. Esta variación se puede entender de mejor forma al realizar cálculos estadísticos sobre estos valores. Se confecciona entonces la Tabla 4.4 de valores estadísticos.

Tabla 4.4: Recopilación estadística del registro de precipitaciones de la tabla 4.3. Fuente: Elaboración propia.

	Estación Alcerreca (mm)	Estación Humapalca (mm)	Estación Putre(mm)	Estación Tacora (mm)	Estación Alcerreca en Lluta (mm)	Estación Putre-DCP (mm)
Precipitación Acumulada	4085,3	5850,5	2945,5	5415,3	1641,9	1951,9
Máximo	374,7	375,5	399,5	470	223,2	265,2
Mínimo	26	41,8	27,5	1,1	33,6	16,2
Promedio	151,3	216,7	109,1	200,6	60,8	72,3

Mediana	154,4	202,5	142,3	175,8	117,7	148,0
Desviación Estándar	94,4	103,7	94,9	138,3	50,2	72,1

En la Tabla 4.4 anterior se puede observar, la diferencia entre las precipitaciones máximas y mínimas registradas por estación, llegando hasta los 460 mm de diferencia en la estación Tacora.

Debido a lo anterior se tiene la alta desviación estándar observada en la Tabla 4.4, la cual presenta el mismo orden de magnitud que el promedio de precipitaciones, incluso, en la estación de Putre-DCP, llegan a ser prácticamente iguales, lo que explica la alta variación de precipitaciones anuales observada en esta misma tabla. Asimismo, se tiene que en las estaciones de Alcerreca en Lluta, Putre-DCP, Putre y Alcerreca, la mediana es mayor que el promedio.

Adicionalmente, esta variación anual de precipitaciones se puede ver reflejada en los siguientes gráficos que comparan las precipitaciones entre diferentes estaciones, elaborados a partir de los datos de la DGA (<http://snia.dga.cl>, febrero 2017).

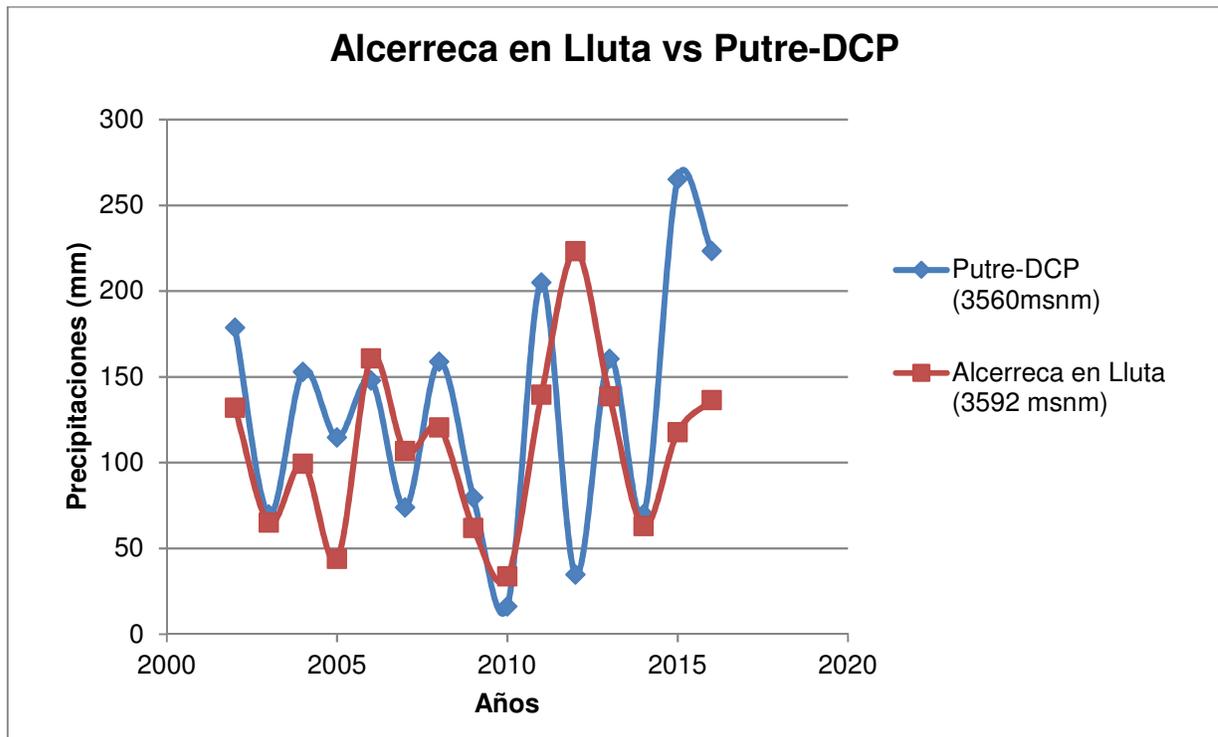


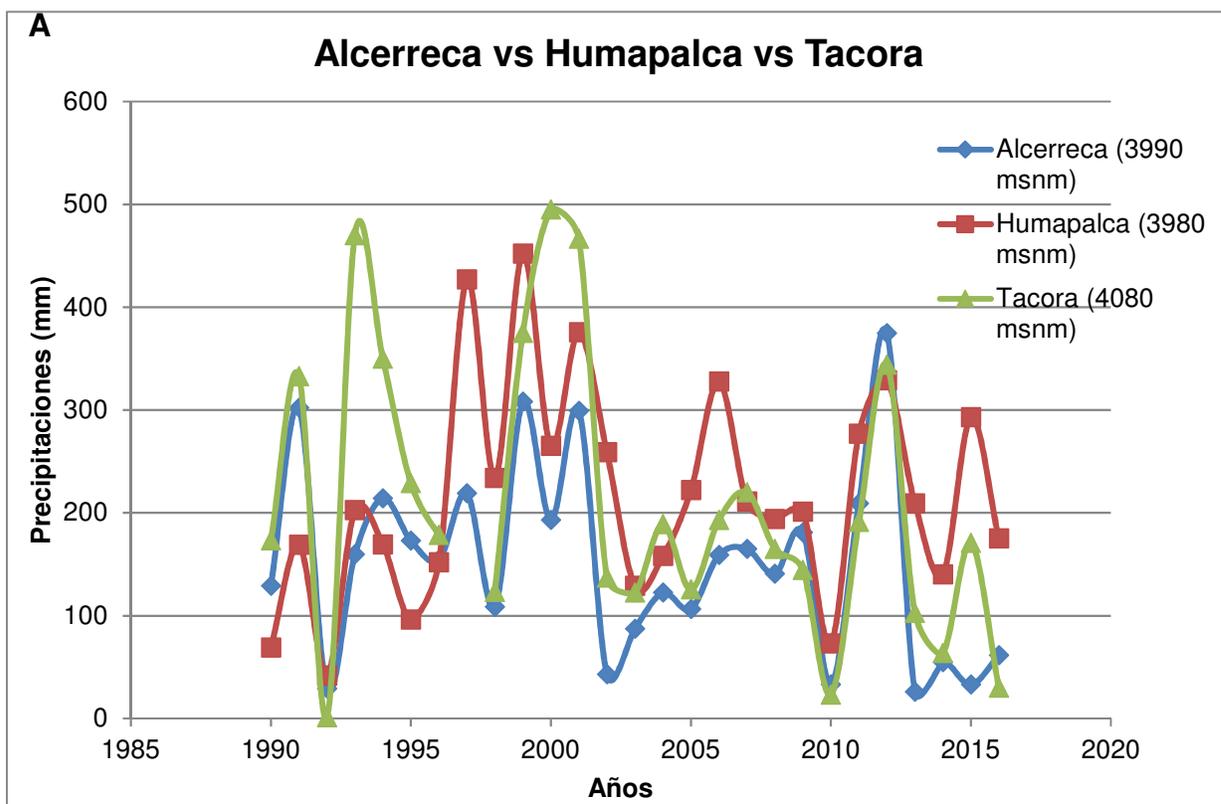
Figura 4.8: Gráfico de precipitaciones anuales en las estaciones Alcerreca Lluta vs Putre-DCP. Fuente: Elaboración propia.

En el gráfico de la Figura 4.8, se puede apreciar la variación anual de precipitaciones para las estaciones de Alcerreca en Lluta y Putre-DCP. En estas se observa la misma tendencia variable de precipitaciones, con la excepción del año 2012, (Putre-DCP en mantención durante febrero).

Por otro lado, también se puede apreciar que la estación Putre-DCP registra una mayor cantidad de precipitaciones, lo que se puede apreciar claramente durante el periodo 2014 a 2016 (Línea azul por sobre línea roja).

Finalmente cabe señalar lo acoplado de la tendencia oscilatoria entre ambas estaciones, independiente de la cantidad de precipitación registrada. Como se puede observar en la Figura 4.8, las tendencias a la baja y al alza de precipitaciones, por año, se acoplan de muy buena manera para ambas estaciones.

A continuación, se tienen los siguientes gráficos que permiten observar esta misma variación en otras estaciones.



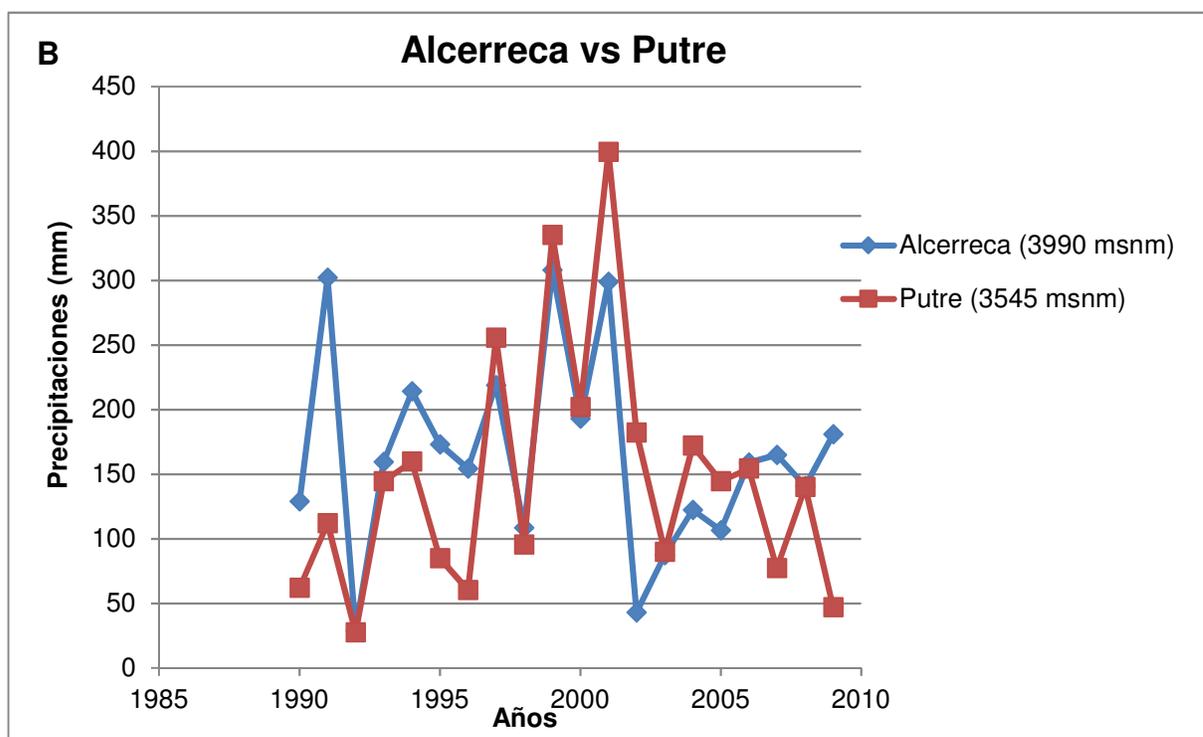


Figura 4.9: a) Comparación Alcerreca-Humapalca-Tacora. b) Alcerreca-Putre. Fuente: Elaboración propia.

En los gráficos anteriores se puede observar una marcada variación anual de las precipitaciones, siguiendo la misma tendencia oscilante observada en el gráfico de la Figura 4.8, los cuales a su vez se condicen con la información entregada por la Tabla 4.4.

En la Figura 4.9a, se pueden observar las variaciones anuales de las precipitaciones en las estaciones Tacora, Alcerreca y Humapalca, donde la estación Tacora (Línea verde), marca los valores más altos de precipitaciones. No existe una tendencia marcada en las oscilaciones anuales de precipitación.

Asimismo, cabe señalar que estas estaciones, las cuales son las que se encuentran a mayor altitud, presentan un mayor promedio de precipitaciones (Tabla 4.4), sin embargo, y como se puede ver en la Figura 4.9a, la estación Tacora tiene una conducta mucho más irregular, lo que se condice con los datos de la Tabla 4.4, donde la desviación estándar es del mismo orden de magnitud que el promedio de precipitaciones.

Por otro lado, en la Figura 4.9b se observa una correlación mucho más marcada, similar a la de Figura 4.8, con la excepción del año 2010, donde la estación Putre muestra una tendencia a la baja, mientras que la estación Alcerreca marca una tendencia al alza.

Finalmente, se tiene la comparación entre las estaciones Alcerreca y Alcerreca en Lluta:

Alcerreca vs Alcerreca en Lluta

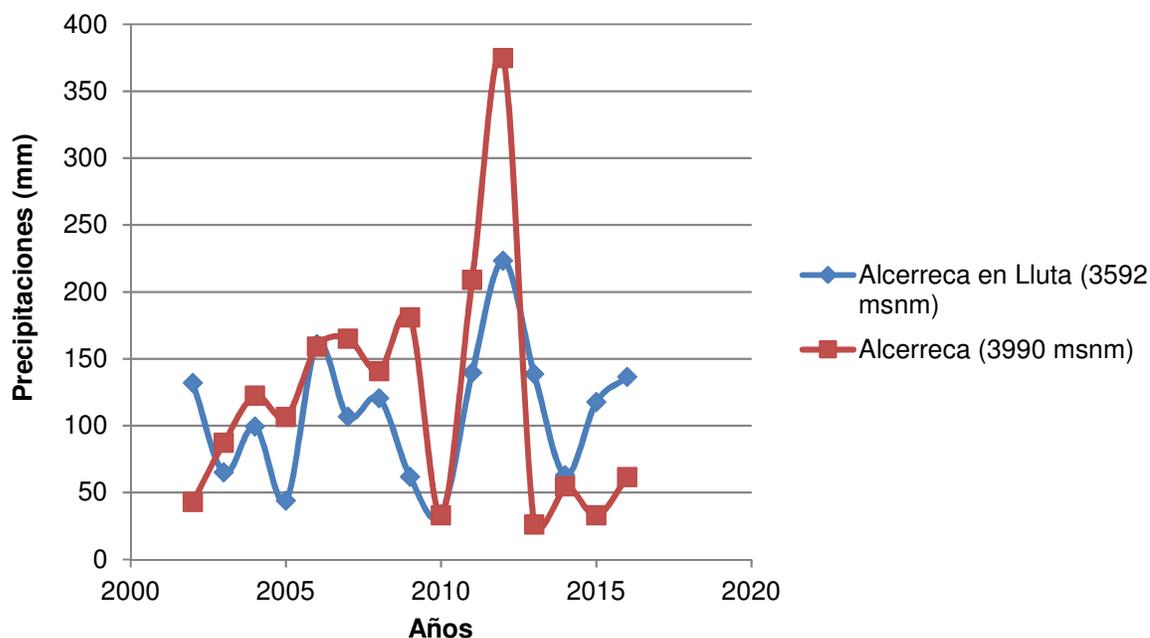


Figura 4.10: Gráfico comparativo Alcerreca y Alcerreca en Lluta. Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 4.10, se puede observar que la estación Alcerreca registra una mayor cantidad de precipitaciones que la estación Alcerreca en Lluta, lo que se condice con la Tabla 4.4.

Asimismo, se puede observar una correlación marcada al alza para la estación Alcerreca desde el año 2002 hasta el año 2009, a diferencia de Alcerreca en Lluta, donde el evento se comporta de manera más oscilante, con años de bajas y altas precipitaciones.

Por otro lado, ambas estaciones marcan el mínimo de precipitaciones en el año 2010 para después registrar una marcada tendencia al alza en los años 2011 y 2012, seguido de una tendencia a la baja para el año 2013. Para los años siguientes no existe una correlación marcada entre ambas estaciones.

Otra manera de caracterizar este fenómeno corresponde al registro de intensidades de precipitación máxima anual para cada estación. Se tiene entonces la siguiente tabla:

Tabla 4.5: Registro anual de intensidad máxima de precipitaciones, periodo enero-marzo. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017.

Año	Pp Estación Alcerreca (mm/día)	Pp Estación Humapalca (mm/día)	Pp Estación Putre(mm/día)	Pp Estación Tacora (mm/día)	Pp Estación Alcerreca en Lluta (mm/día)	Pp Estación Putre-DCP (mm/día)
2016	14,3	17	-	9,9	54,1	78,8
2015	4	15	-	16,8	12,5	24,4
2014	13,2	16	-	16	12	12,4
2013	6	15,8	-	15	22	23,4
2012	36	14	-	36	19,3	10,5
2011	28	17	-	22	18,8	21
2010	20	11	-	6	7,3	5
2009	25	15	8,7	18	11	13
2008	20	12	23	21	17	19,5
2007	19	20	9,8	20	17,5	14,4
2006	11	16	15	15	23	14,4
2005	10	16	24	12	13,8	23,6
2004	10	22	23	16	18,5	24,4
2003	16,1	11	12	24	16,1	11,8
2002	15	14	47	31	17,8	22,7
2001	17	14	45	31	-	-
2000	12	70	12	27	-	-
1999	32	20	44,5	25	-	-
1998	12	20	25,7	14	-	-
1997	20	14	26	-	-	-
1996	28	12	11,5	25	-	-
1995	53	14	18,5	33,2	-	-
1994	14	13,5	25	25	-	-
1993	26	23	18,5	37	-	-
1992	7	6	9	1	-	-
1991	24	25	20	29	-	-
1990	27	15	12	22	-	-

En la Tabla 4.5, se puede observar que existe una alta variación en las intensidades de precipitación máxima por año. Esto se puede apreciar claramente en la estación Putre-DCP, en la cual, en el año 2016 se registra una intensidad máxima de 78,8 mm/día, mientras que en el año 2010 se registra una intensidad máxima de solo 5 mm/día. Similares variaciones se pueden observar en las demás estaciones, por lo que se confecciona la Tabla 4.6, para una mejor visualización de esta variación.

Tabla 4.6: Recopilación estadística de las intensidades máximas registradas por las estaciones de la Tabla 4.1. Fuente: Elaboración propia.

	Estación Alcerreca (mm/día)	Estación Humapalca (mm/día)	Estación Putre(mm/día)	Estación Tacora (mm/día)	Estación Alcerreca en Lluta (mm/día)	Estación Putre-DCP (mm/día)
Intensidad Acumulada	519,6	478,3	430,2	547,9	280,7	319,3
Máximo	53	70	57	37	54,1	78,8
Mínimo	4	6	8,7	1	7,3	5
Promedio	19,2	17,7	15,9	20,3	10,4	11,8
Mediana	17,0	15,0	19,3	21,5	17,5	19,5
Desviación Estándar	10,6	11,2	11,9	9,0	10,7	17,0

Como se puede observar en la Tabla 4.6, la variación anual de intensidad de precipitaciones es muy marcada, donde la diferencia entre las intensidades mínimas y pueden llegar hasta 73,8 mm/día (Putre-DCP).

Por otro lado, al comparar el promedio con la desviación estándar, se tiene que ambas presentan el mismo orden de magnitud, más aun, en las estaciones Alcerreca en Lluta y Putre-DCP, la desviación estándar es mayor que el promedio.

Finalmente, se realiza una comparación entre la intensidad máxima de precipitación y la precipitación acumulada (enero-marzo). Para ello se evalúan las estaciones de Alcerreca en Lluta y Putre-DCP, por ser las estaciones más cercanas a la zona de estudio (Figura 4.6).

Tabla 4.7: Tabla de intensidad de precipitaciones vs precipitaciones acumuladas en estación Alcerreca en Lluta. Fuente: Elaboración propia con datos DGA.

Año	Precipitaciones Estación Alcerreca en Lluta (mm)	Intensidad de precipitaciones Estación Alcerreca en Lluta (mm/día)
2016	136,4	54,1
2015	117,7	12,5
2014	63	12
2013	138,6	22
2012	223,2	19,3
2011	139,5	18,8
2010	33,6	7,3
2009	61,8	11
2008	120,5	17

2007	106,7	17,5
2006	160,8	23
2005	43,9	13,8
2004	99,3	18,5
2003	65	16,1
2002	131,9	17,8

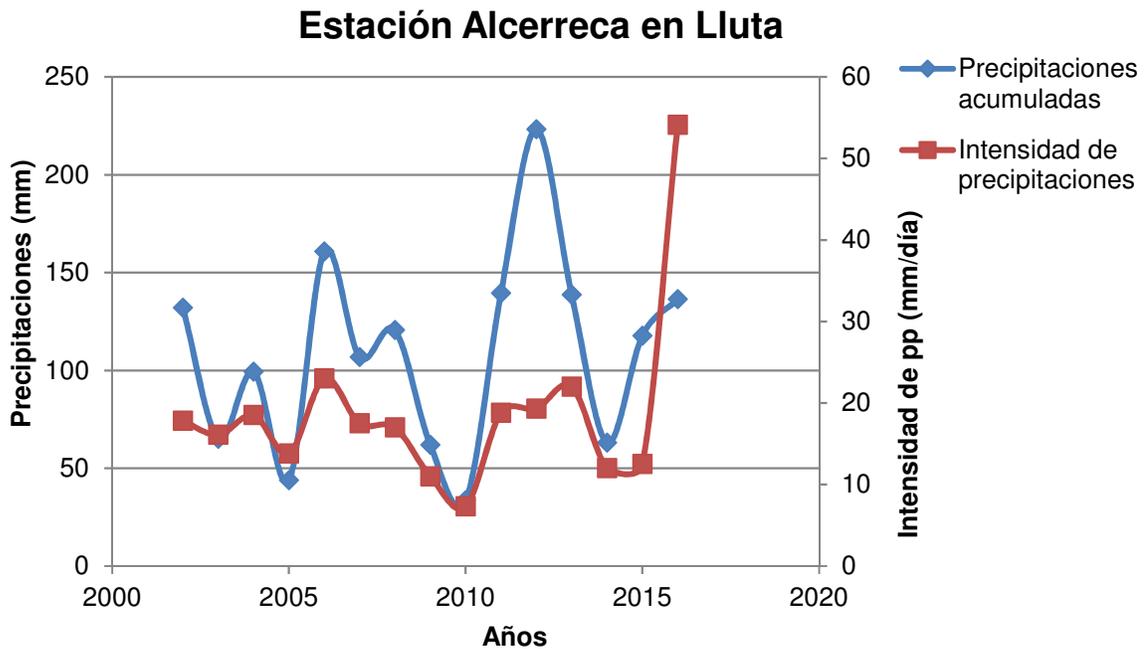


Figura 4.11: Gráfico comparativo Intensidad de precipitación y precipitación acumulada en estación Alcerreca en Lluta. Fuente: Elaboración propia con datos Tabla 4.7.

En la Figura 4.11 se puede observar que la intensidad de precipitaciones se mantiene relativamente constante, entre los 10 y 20 mm/día, independiente la cantidad de precipitaciones acumuladas.

Se observa que en el periodo 2005-2010 donde, se obtiene una relación acoplada entre las disminuciones y aumentos de precipitaciones acumuladas con las intensidades de precipitación, relación que también se observa en el periodo 2013-2014. Por otro lado, en el año 2016, se tiene que, dado un pequeño aumento de precipitaciones acumuladas, la intensidad de precipitaciones aumenta de forma considerable por sobre los 50 mm/día.

De esta forma, se tiene una relación tanto acoplada, como no acoplada entre los parámetros de intensidad de precipitación y precipitación acumulada para la estación de Alcerreca en Lluta.

Tabla 4.8: Tabla de intensidad de precipitaciones vs precipitaciones acumuladas en estación Putre-DCP.
Fuente: Elaboración propia con datos DGA.

Año	Precipitaciones Estación Putre-DCP (mm)	Intensidad de precipitaciones Estación Putre-DCP (mm/día)
2016	223,4	78,8
2015	265,2	24,4
2014	70	12,4
2013	160,5	23,4
2012	34,7	10,5
2011	205,1	21
2010	16,2	5
2009	79,7	13
2008	158,9	19,5
2007	74	14,4
2006	148	14,4
2005	114,7	23,6
2004	153	24,4
2003	69,8	11,8
2002	178,7	22,7

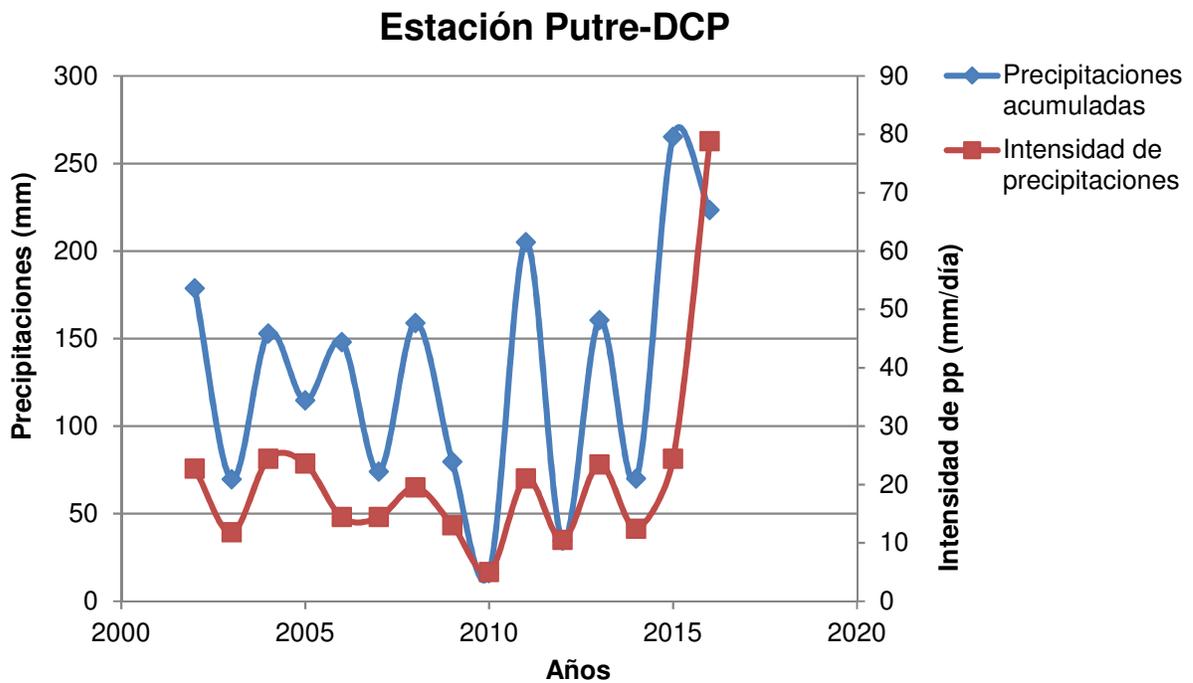


Figura 4.12: Gráfico comparativo Intensidad de precipitación y precipitación acumulada en estación Putre-DCP. Fuente: Elaboración propia a partir de la Tabla 4.8.

En la Figura 4.12 se puede observar que, al igual que para la Figura 4.11, que la intensidad de precipitación oscila entre los 15 y 23 mm/día, independiente de la cantidad de precipitaciones acumuladas.

Se tiene que, al observar la Figura 4.12, los parámetros de intensidad de precipitación y precipitaciones acumuladas se encuentran acopladas durante el periodo 2002-2015, con la excepción del año 2006.

Por otro lado, al igual que para la estación Alcerreca en Lluta, se tiene un aumento excesivo de la intensidad de precipitación para el año 2016 (78,8 mm/día de acuerdo a la Tabla 4.8), sin embargo, las precipitaciones acumuladas presentan una disminución con respecto al año anterior, rompiendo con el acoplamiento de los parámetros.

4.4 Registro de precipitaciones para eventos de remoción en masa

Teniendo en consideración lo expuesto en el punto 4.2, con el propósito de efectuar un análisis más completo del Invierno Altiplánico, resulta necesario vincular las precipitaciones, originadas por este fenómeno, con los eventos de remociones en masa documentados. A continuación, se expone la tabla que resume los eventos de remociones en masa señalados en el capítulo 1.4.3 (Anexo G).

Tabla 4.9: Tabla resumen de eventos de remociones en masa. Fuente: Elaboración propia.

Fecha	Ubicación	Región	Tipo de remoción	Fuente
2/2001 (no se menciona ningún día en particular)	Río Lluta (Alcerreca)	Arica y Parinacota	"avalanchas de barro"	Pavez (2007)
23/06/2001	Río Chislluma (Volcan Tacora)	Arica y Parinacota	flujo de detrito	Sernageomín
6/2/2006	Bajo Lluta (Sector de Sora)	Arica y Parinacota	deslizamiento de suelo	Sernageomín
20/2/2012	Qda Escritos	Arica y Parinacota	"crecida río Lluta"	Sernageomín, Onemi y http://www.24horas.cl , febrero 2017.
12/3/2012	Camiña	Tarapacá	Flujo de detritos	Sepúlveda <i>et al</i> (2014)

8/2/2013 al 10/2/2013	Localidades Huara, Camiña y Pozo Almonte	Tarapacá	"Aluviones"	Onemi
26/3/2015	Camarones	Arica y Parinacota	"Aluviones de roca y barro"	http://www.chvnoticias.cl , febrero 2017
23/2/2016 al 26/2/2016	Putre	Arica y Parinacota	"arrastre de sedimentos"	Onemi, Sernageomín y http://www.emol.com , febrero 2017.
23/2/2016 al 26/2/2016	Huara y Pozo Almonte	Tarapacá	"socavones y caídas de rocas"	Onemi

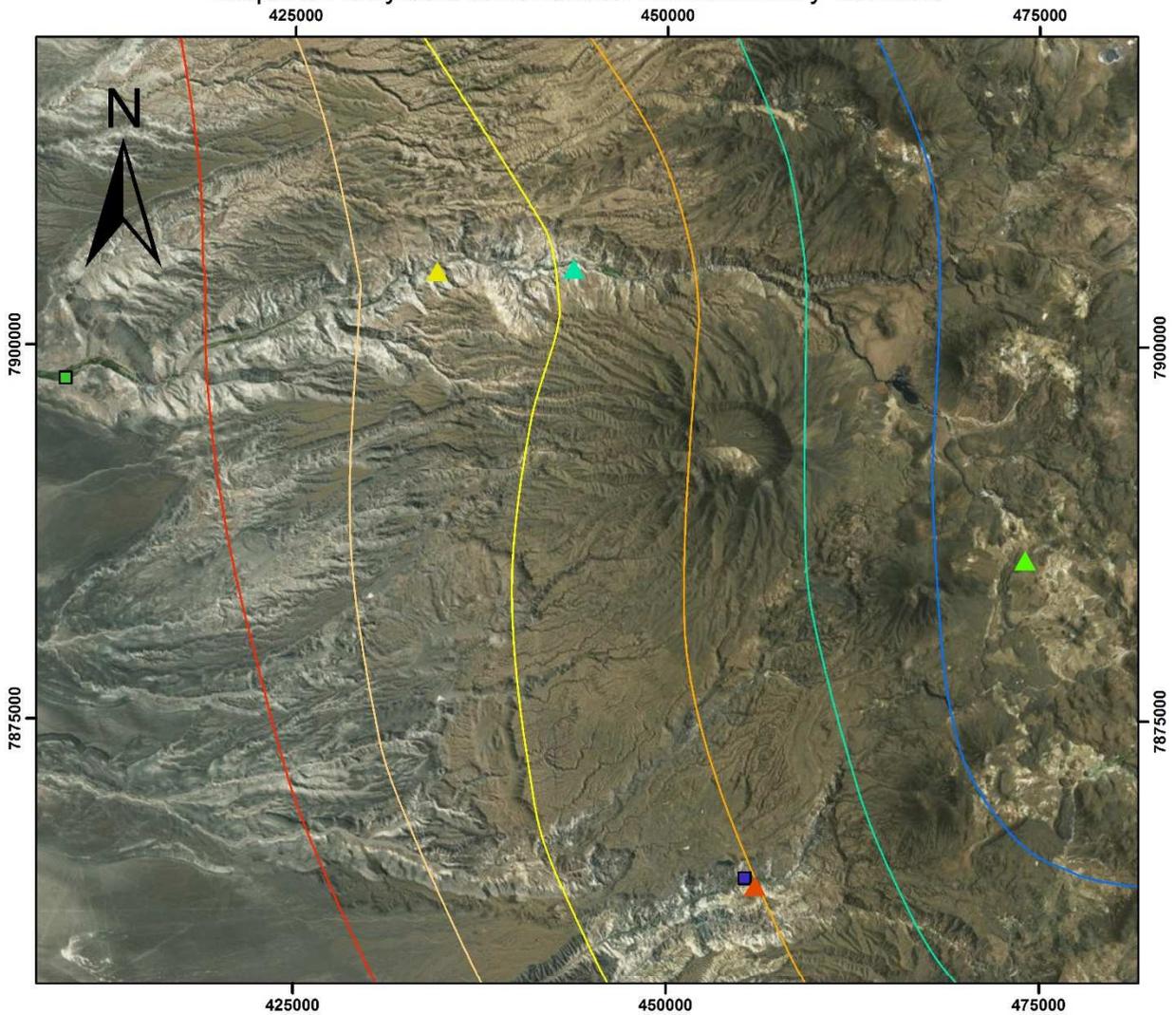
Como se puede apreciar en la Tabla 4.9, existen una variedad de eventos documentados de remoción en masa, no obstante, algunos de ellos no se encuentran bien categorizados, dado que algunas de las fuentes de información, en particular los sitios de noticias, no especifican el tipo de remoción en masa, lo que puede significar una complicación en el análisis posterior.

Por lo tanto, resulta necesario filtrar los eventos a analizar, dejando los últimos 5 eventos expuestos en la Tabla 4.9 (desde el 12 de marzo del 2012 en Camiña, hasta el evento del 23 al 26 de febrero del 2016 en Putre).

Para dichos eventos, y como se menciona en el ápice 4.2 de este capítulo, resulta necesario recurrir a las estaciones de la Tabla 4.2, las cuales, como se puede apreciar en las Figura 4.13 y Figura 4.14, se ubican en las zonas más centrales de los valles, por consiguiente, pueden registrar precipitaciones de la misma índole que las que pueden acontecer en el valle del río Lluta (entre Chapisca y Socoroma).

Se tienen entonces, las siguientes figuras que muestran las ubicaciones de las estaciones meteorológicas expuestas en la Tabla 4.2, junto con las localidades más cercanas a estas.

Mapa de isoyetas localidades Camarones y Camiña



Legenda

Isoyetas Milímetros/Año

- 10
- 25
- 50
- 100
- 150
- 200

Estaciones meteorológicas

Nombre

- ▲ Río Camarones en Chilpe
- ▲ Qda Camiña
- ▲ Esquiña
- ▲ Camiña

Localidades

Nombre

- Camarones
- Camiña
- Zona de estudio

Escala

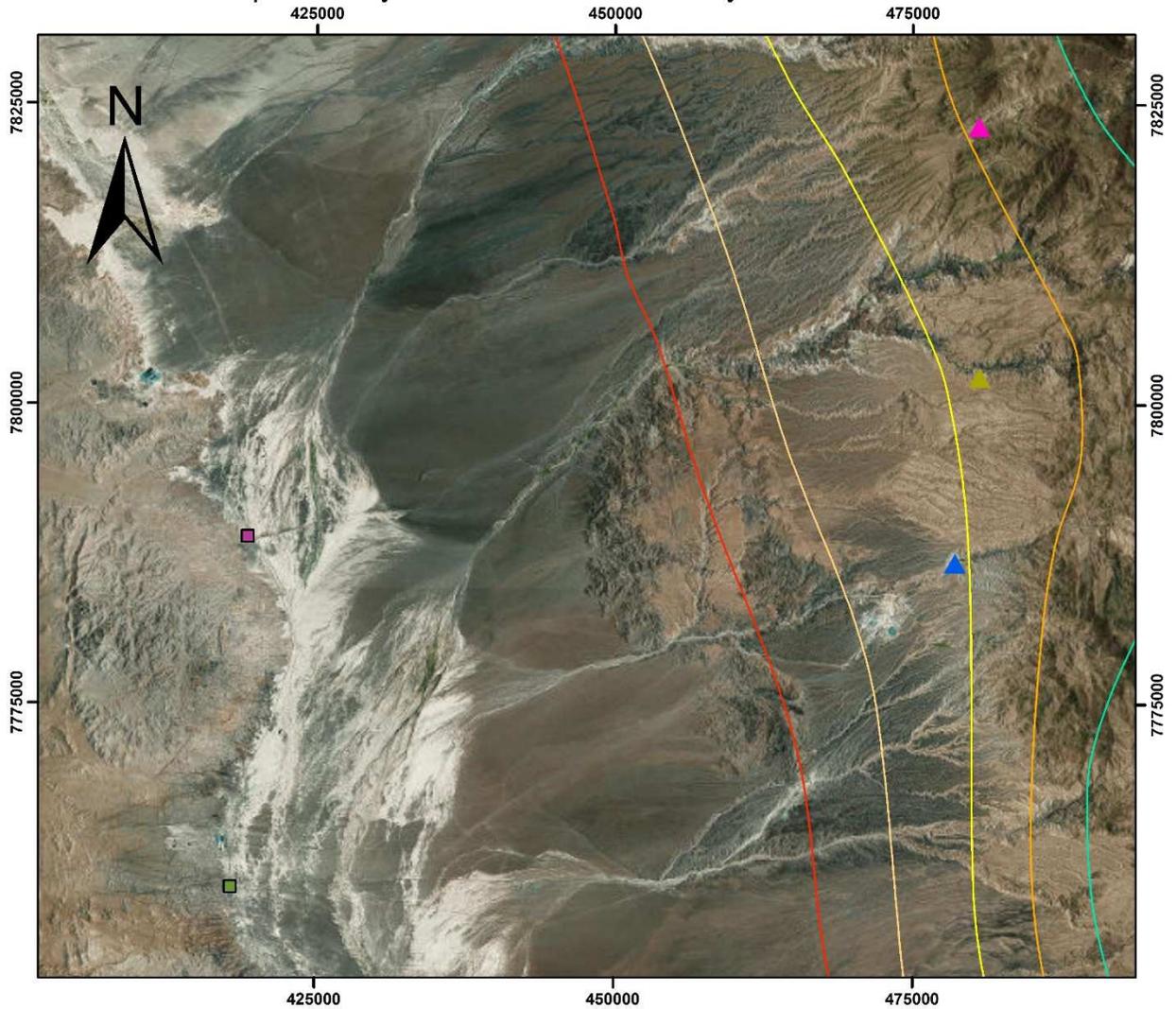


1:400.000

Sistema de coordenadas: Datum WGS-84, Zona 19-S

Figura 4.13: Mapa de Isoyetas (anuales) Camarones y Camiña. Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la DGA.

Mapa de isoyetas localidades Huara y Pozo Almonte



Leyenda

Isoyetas Milímetros/Año

- 10
- 25
- 50
- 100
- 150

Estaciones meteorológicas

Nombre

- ▲ Poroma
- ▲ Parca
- ▲ Chuzmiza

Localidades

Nombre

- Huara
- Pozo Almonte
- Zona de estudio

Escala



1:500.000

Sistema de coordenadas: Datum WGS-84, Zona 19-S

Figura 4.14: Mapa de Isoyetas (anuales) Pozo Almonte-Huara. Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la DGA.

En la Figura 4.13 se pueden observar las estaciones de Esquiña, Río Camarones en Chilpe, Camiña y Qda Camiña, esta última en el límite entre las regiones de Tarapacá y Arica y Parinacota. En dicha figura, además, se pueden observar las localidades de Camarones y Camiña. La primera, para efectos de este estudio, se considera que las estaciones representativas son las de Esquiña y Río Camarones en Chilpe, mientras que, para la segunda, las estaciones representativas son Camiña y Qda Camiña.

Con respecto a la Figura 4.14, se pueden apreciar las estaciones de Parca, Poroma y Chuzmiza, todas en la región de Tarapacá, adicionalmente, se pueden apreciar también las localidades de Huara y Pozo Almonte. Cabe señalar que, al igual que en el párrafo anterior, las estaciones antes mencionadas se consideran como las estaciones representativas de precipitaciones para las localidades de Huara y Pozo Almonte, dado los eventos de remociones en masa expuestos en la Tabla 4.9. Cabe destacar, además, que las estaciones de Camiña y Qda Camiña también son consideradas como representativa para estas localidades dada su cercanía y por estar a similar altitud.

Por último, cabe destacar que las figuras anteriores muestran, al igual que la Figura 4.6 (zona de estudio), las isoyetas representativas para las localidades antes mencionadas, de acuerdo a los datos de la DGA (<http://www.dga.cl>, febrero 2017). Estas muestran una similar variación en comparación a las observadas en la zona de estudio (Figura 4.6), oscilando entre los 10 y 200 mm anuales de precipitación (Figura 4.13), y 10 a 150 mm (Figura 4.14).

Con respecto a las IMA para estas localidades (Anexo E), estas varían de forma similar a las expuestas en la Figura 4.7 para la zona de estudio, con la excepción de que en esta última, la intensidad máxima de precipitación llega a los 40 mm/día, a diferencia de las observadas en la región de Tarapacá, las cuales solo llegan a los 30 mm/día.

Teniendo en cuenta la caracterización meteorológica de las localidades de Camarones, Camiña, Pozo Almonte y Huara, resulta necesario realizar el análisis de precipitación para los eventos filtrados a partir de la Tabla 4.9. De esta forma se tienen los siguientes eventos de remoción en masa analizados ordenados de forma cronológica.

4.4.1 Flujo de detritos Camiña (12 marzo 2012)

Con respecto a este evento, Sepúlveda *et al*, 2014, señala que este corresponde a un evento concentrado e intenso en el valle de Camiña durante la tarde del día 12, en donde, durante los primeros 20 minutos, varios testigos afirmaron ver flujos de detrito y barro, bajando por las laderas aledañas al valle, descargando su carga en el cauce principal del valle, causando severas inundaciones y daños en las viviendas de 6 poblados a lo largo de este valle.

Dado lo expuesto en el párrafo anterior se confecciona la Tabla 4.10, que muestra las precipitaciones diarias entre los días 11 y 14 de marzo.

Tabla 4.10: Registro de precipitaciones flujo de detritos de Camiña 2012. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017

Días	Chuzmiza (3400msnm) (mm)	Parca (2650 msnm) (mm)	Poroma (2880 msnm) (mm)	Qda Camiña (3694 msnm) (mm)	Camiña (2500 msnm) (mm)
11	0,00	1,50	0,00	7,50	0,00
12	6,00	0,10	0,00	0,80	24,00
13	50,00	0,00	0,00	4,70	48,00
14	45,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Dado el registro anterior, se puede observar que durante los días 11 a 14 se llegaron a registrar hasta 101 mm en la estación Chuzmiza, ubicada un poco más al sur de la localidad de Camiña (Figura 4.5). Por su parte, en la estación Camiña, se registraron 72 mm en el mismo periodo ante lo cual, cabe señalar, que la mayor cantidad de precipitaciones se registraron entre los días 12 y 13, mientras que para Chuzmiza, se registraron entre los días 13 y 14.

Por otro lado, tanto en las estaciones Parca y Poroma, ubicadas al sur de la estación Chuzmiza (Figura 4.14), como en la estación Qda Camiña, ubicada al este de la estación Camiña (Figura 4.13), se registran nulas a muy bajas precipitaciones, nunca superiores a los 8 mm por día.

Dado lo expuesto en el párrafo anterior y lo observado en la Tabla 4.10, se puede decir que el frente de mal tiempo se concentra en la localidad de Camiña durante los días 12 y 13, para luego trasladarse al sur, dejando precipitaciones registradas por la estación Chuzmiza, durante los días 13 y 14, sin embargo, este frente parece no trasladarse más hacia el sur, dado los registros de las estaciones Parca y Poroma, así como también, tampoco se traslada hacia el este, dado el registro de la estación Qda Camiña.

Finalmente, se puede decir que este evento es en extremo intenso, concentrándose en pequeñas zonas geográficas, como es el caso del valle de la localidad de Camiña. Se tiene entonces que ante una precipitación por sobre los 24 mm, aplicando un enfoque conservador, se pueden generar aluviones en esta zona.

4.4.2 Aluviones en Tarapacá (10 febrero 2013)

Con respecto a los aluviones de Tarapacá, se tiene que estos corresponden a eventos diseminados a lo largo de todo el norte de la región de Tarapacá y al sur de la región de Arica y Parinacota (Anexo G). No obstante, los estragos causados por este evento se concentran durante los días 8, 9 y 10 de febrero, tal como se muestra en la Tabla 4.9.

Dado lo anterior, se confecciona la Tabla 4.11, de precipitaciones diarias para dicho periodo.

Tabla 4.11: Registro de precipitaciones aluviones de Tarapacá 2013. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017

Días	Chuzmiza (3400msnm) (mm)	Parca (2650 msnm) (mm)	Poroma (2880 msnm) (mm)	Qda Camiña (3694 msnm) (mm)	Camiña (2500 msnm) (mm)
8	3,00	17,00	-	0,40	6,60
9	18,00	0,00	0,00	1,00	13,60
10	12,00	0,00	0,00	0,90	0,00

Dado el registro anterior, se tiene que las precipitaciones presentan un régimen variable de acuerdo a la estación que se esté midiendo. Como se puede ver en las Figura 4.13 y Figura 4.14, las estaciones que están más hacia norte (Qda Camiña, Camiña y Chuzmiza), presentan una menor cantidad de precipitaciones al comienzo del evento. A medida que este se va desarrollando, la situación se invierte, dejando mayores precipitaciones hacia el norte de la región de Tarapacá (Chuzmiza y Camiña), con la excepción de la estación de Qda Camiña, la cual no registra precipitaciones durante el evento, mientras que, hacia el sur, las precipitaciones terminan abruptamente (Parca y Poroma).

Con respecto al registro horario de las precipitaciones para este evento, cabe señalar que solo la estación de Qda Camiña puede registrar las precipitaciones de esta forma. Dado que esta estación apenas presenta precipitaciones (Tabla 4.11), se opta por no confeccionar una tabla que muestre la variación de estas para cada hora.

Finalmente, dado las precipitaciones registradas en la Tabla 4.11 y tomando las estaciones de Chuzmiza, Parca y Camiña como representativas de la zona afectada por los eventos de remociones en masa, se tiene que, dado una precipitación que varía entre los 12 y 18 mm por día, así como también, 30 mm acumulados en 2 días, pueden llegar a generar eventos aluvionales importantes, como los registrados en Tarapacá, en particular, en las localidades de Huara y Pozo Almonte para el caso de este evento.

4.4.3 Aluviones de roca y barro en Camarones (26 marzo 2015)

Con respecto a los aluviones de roca y barro en la localidad de Camarones (ruta A-345, cota 1500 aproximadamente), se tiene que estos corresponden a eventos concentrados que ocurren en el valle de la quebrada de Camarones (Figura 4.13).

Con respecto a las estaciones utilizadas para caracterizar, se utilizan las estaciones de Esquiña y Río Camarones en Chilpe (Figura 4.13). Dichas estaciones se encuentran 2170 y 1595 msnm respectivamente (Tabla 4.2), representando las precipitaciones propias del valle, a diferencia de las estaciones usadas para caracterizar las precipitaciones en la zona de estudio, las cuales se encuentran por sobre los 3500 msnm. Por consiguiente, las precipitaciones registradas por estas estaciones pueden representar un precedente para las condiciones de precipitación de la zona de estudio.

Teniendo en cuenta lo anterior, los aluviones en Camarones, de acuerdo a la Tabla 4.9, se desencadenan durante el día 26 de marzo, no obstante, y como se muestra en la Tabla 4.12, ese día no se registran precipitaciones, por lo tanto, se confecciona un registro que muestre el inicio de las precipitaciones hasta el día 26 de marzo.

Tabla 4.12: Registro de precipitaciones aluviones de roca y barro en Camarones 2015. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017.

Días	Esquiña (2170 msnm) (mm)	Río Camarones en Chilpe (1595 msnm) (mm)
20	8,00	0,00
21	9,00	0,40
22	8,00	0,00
23	7,00	1,00
24	2,00	3,40
25	0,00	2,80
26	0,00	0,00

Dado el registro anterior, se tiene que las estaciones se comportan de forma muy desacoplada una de la otra, lo cual resulta destacable dado que ambas estaciones se encuentran muy cerca una de la otra, como se puede ver en la Figura 4.13, lo que demuestra la dependencia de las precipitaciones en relación a la altura, considerando, como se menciona anteriormente, que las estaciones presentan un desnivel de menos de 600 metros de diferencia a favor de la estación Esquiña.

Teniendo en cuenta lo expuesto en el párrafo anterior, se tiene que la estación Esquiña presenta un acumulado de 34 mm en solo 5 días (del 20 al 24 de marzo), mientras que la estación Río Camarones en Chilpe, presenta un acumulado de menos de 7 mm, entre los días 23 y 25 de marzo, no obstante, este registro es el más cercano al evento de remoción en masa registrado.

Con respecto al registro diario de las precipitaciones, se tiene que solo la estación Río Camarones en Chilpe presenta este tipo de medición. Se tiene confecciona entonces la Tabla 4.13.

Tabla 4.13: Registro horario de precipitaciones aluviones de roca y barro en Camarones 2015. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017.

Día	Hora	Estación Río Camarones en Chilpe (1595 msnm) (mm)
24	18:00	0,600
	19:00	2,800
25	21:00	2,200

De la Tabla 4.13, se puede desprender que la máxima intensidad de precipitación no supera los 3 mm/hora, sin embargo, corresponde a casi el total de precipitaciones para cada día en ambos casos, tanto para el día 24, como para el 25.

Finalmente, resulta difícil asociar la cantidad de precipitaciones que pudieron generar los aluviones de roca y barro. Se puede decir que, tomando los datos de la estación Esquiña, los 34 mm acumulados en los 5 días anteriores tuvieron algún tipo de influencia en la ocurrencia de este evento. Por otro lado, también se puede decir que los 7 mm acumulados en la estación de Río Camarones en Chilpe tuvieron incidencia en el evento. Dado que dicha cantidad de precipitaciones registradas es muy baja, no se puede establecer un antecedente claro de precipitaciones que pudo haber causado este evento aluvional.

4.4.4 Aluviones en Tarapacá (23-26 febrero 2016)

Con respecto a los aluviones de Tarapacá, al igual que los acontecidos en esta misma región para el año 2013, se tiene que estos corresponden a eventos diseminados a lo largo de todo el norte de la región de Tarapacá y al sur de la región de Arica y Parinacota (Anexo G), afectando a las localidades de Huara, Pozo Almonte y Camiña.

Por otro lado, se tiene que los eventos de remoción en masa se concentran el día 24-25 de febrero (<http://www.emol.com>, febrero 2017). De esta forma, se confecciona la Tabla 4.14 de precipitaciones.

Tabla 4.14: Registro de precipitaciones aluviones en Tarapacá 2016. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017.

días	Chuzmiza (3400msnm) (mm)	Parca (2650 msnm) (mm))	Poroma (2880 msnm) (mm)	Qda Camiña (3694 msnm) (mm)	Camiña (2500 msnm) (mm)
23	16,50	4,00	9,00	16,80	-
24	0,60	0,00	3,00	1,90	-
25	3,50	0,00	11,00	1,90	-
26	5,50	4,00	0,00	0,00	-

En la tabla anterior, se puede observar un patrón similar al evento del año 2013 para esta misma región. Se tiene entonces que en los primeros días (23 de febrero), llueve de forma abundante en la zona norte de la región (Estaciones Chuzmiza y Qda Camiña). Cabe señalar que la estación Camiña no registra precipitaciones durante estos días.

A partir del día 24 las precipitaciones decayeron abruptamente en la zona norte para desplazarse hacia la zona centro de la región, como se puede observar con el aumento de precipitaciones en la estación Poroma (Figura 4.13), para luego volver a concentrarse en la zona norte (Chuzmiza), dejando precipitaciones de menor intensidad (Tabla 4.14).

Teniendo en cuenta lo antes mencionado y con el propósito de describir de mejor manera las precipitaciones del día 24, se confecciona la Tabla 4.15 de precipitaciones por hora. Cabe mencionar que, al igual que para el evento del 2013, solo se puede utilizar la estación Qda Camiña dado que solo dicha estación puede medir a rango horario.

Tabla 4.15: Registro horario de precipitaciones aluviones en Tarapacá 2016. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017.

día	hora	Estación Qda Camiña (2500 msnm) (mm)
24	2:00	2,700
	3:00	3,200
	4:00	2,200
	5:00	3,000

Como se puede apreciar en la Tabla 4.15, la estación Qda Camiña registra 11,1 mm de precipitación en solo 4 horas (asignadas al día 23 al correlacionar la Tabla 4.14 con la Tabla 4.15). Esto corresponde a casi el total de precipitaciones registradas en las

últimas 24 horas para ese día, lo que se condice con los resultados de las demás estaciones para los otros eventos registrados hasta el momento.

Finalmente, dado las precipitaciones registradas en la Tabla 4.14 y tomando las precipitaciones de las estaciones de Chuzmiza y Qda Camiña como representativas de la zona afectada por los eventos de remociones en masa, se tiene que, dado una precipitación que ronda los 17 mm por día, con intensidades de hasta 11,1 mm en 4 horas, se pueden generar eventos aluvionales importantes, como los documentados en las localidades de Huara, Pozo Almonte y Camiña para el caso de este evento.

4.4.5 Aluviones en Putre (23-26 febrero 2016)

Con respecto a los aluviones (arrastres de sedimentos) cercanos a la localidad de Putre, se tiene que estos se localizan cerca del área de estudio, en el extremo oriental de esta, en particular, al este de la Quebrada de Socoroma (Figura 4.6). Por lo tanto, este evento es de suma importancia para la caracterización de las precipitaciones gatillantes de remociones en masa.

De esta forma, se tiene la Tabla 4.16, que registra las precipitaciones desde el comienzo del fenómeno meteorológico (23 de febrero).

Tabla 4.16: Registro de precipitaciones aluviones en Putre 2016. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017.

días	Alcerreca (3990 msnm) (mm)	Humapalca (3980 msnm) (mm)	Putre- DCP (3560 msnm) (mm)	Alcerreca en Lluta (3592 msnm) (mm)	Tacora (4080 msnm) (mm)
23	5,10	9,00	19,60	8,70	0,10
24	2,80	12,00	15,80	5,50	0,50
25	14,30	7,00	78,80	54,10	2,00
26	1,00	0,00	0,00	0,00	0,70

Dado el registro anterior se tiene que todas las estaciones, a excepción de la estación Tacora (la cual apenas registra precipitaciones durante este periodo), registran precipitaciones a partir del día 23 de febrero, las cuales se mantienen relativamente constantes hasta el 25 de febrero, terminando de forma abrupta el día 26.

Por otro lado, en las estaciones más cercanas a la zona de estudio (Putre-DCP y Alcerreca en Lluta), muestran un aumento considerable de precipitaciones entre los días 24 y 25 de febrero.

Dado lo anteriormente mencionado, se confecciona la Tabla 4.17, con el registro horario de precipitaciones de las estaciones Putre-DCP y Alcerreca en Lluta, las cuales, son las únicas capaces de registrar las precipitaciones de forma horaria cerca de la zona de estudio. Cabe señalar que este registro corresponde a las horas donde las precipitaciones se encuentran más concentradas dentro del registro horario, en este caso, también se señalan los días en los cuales dichas máximas intensidades horarias ocurren.

Tabla 4.17: Registro horario de precipitaciones aluviones en Putre 2016. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA obtenidos en <http://snia.dga.cl>, febrero 2017

día	hora	Estación Putre-DCP (3560 msnm) (mm)	Estación Alcerreca en Lluta (3592 msnm) (mm)
24	19:00	3,200	0,000
	20:00	4,390	1,750
	21:00	4,210	0,250
25	17:00	1,600	2,250
	18:00	6,190	13,750
	19:00	11,610	10,750
	20:00	14,200	3,250
	21:00	2,000	3,750
26	4:00	21,210	4,250
	5:00	12,590	2,000

En la Tabla 4.17, se tiene el registro de precipitaciones máximas por hora para los días 24, 25 y 26 de febrero. En esta se puede ver como las precipitaciones aumentan de forma considerable del 24 al 25, registrándose máximos de intensidad de hasta 14,2 mm/hora en la estación Putre-DCP y 24,5 mm en solo 2 horas para la estación de Alcerreca en Lluta (18:00 a 19:00 hrs, del día 25).

Por su parte, en la madrugada del día 26, se registra un máximo de intensidad, en la estación de Putre-DCP, de 21,2 mm/hora a las 4:00, mientras que a las 5:00 se registraron 12,5 mm, totalizando 33,7 mm en solo 2 horas. Cabe mencionar que estas precipitaciones, si bien se registraron el día 26, estas fueron agregadas al día 25 por la DGA al comparar los datos de la Tabla 4.16 con la Tabla 4.17.

Tomando estas estaciones como referencia para la localidad de Putre y las Tabla 4.16 y Tabla 4.17, se puede decir que este evento de precipitaciones es en extremo intenso, considerando el promedio de precipitaciones para la zona (Tabla 4.4). De esta

forma, para el caso de este evento, se tiene que precipitaciones por sobre los 20 mm (concentradas incluso durante 1 hora), pueden llegar a generar eventos aluvionales, aplicando un enfoque conservador.

4.4.6 Precipitaciones relacionadas a eventos aluvionales

Dado los 5 eventos descritos en este capítulo, se tiene que, en 2 de ellos, Aluviones en Putre 2016 y Flujo de detritos de Camiña 2012, los eventos hidrometeorológicos que ocasionaron dichas remociones en masa son extremadamente intensos y anormales en comparación a los normales para la época. Por consiguiente, estos eventos no entregan una medida precisa de cuál es la cantidad mínima de precipitaciones que puedan ocasionar eventos aluvionales.

Por otro lado, el evento de aluviones de roca y barro en Camarones 2015 no presenta información concreta sobre las precipitaciones que gatillaron dicho evento. Esta falta de información llama la atención dado que las estaciones meteorológicas de Esquiña y Río Camarones en Chilpe se encuentran a menos de 10 km de la zona donde se registra el evento aluvional.

Finalmente, se tiene que los únicos eventos en los cuales se puede apreciar una relación concreta entre la cantidad de precipitación y los aluviones corresponden a los eventos hidrometeorológicos de Tarapacá 2013 y 2016, considerando que dichas precipitaciones no se caracterizan por ser extremadamente intensas, en relación a un año normal, tales como los eventos de Putre 2016 y Camiña 2012.

Para los eventos de Tarapacá, se tiene que precipitaciones que oscilan entre los 11 y 18 mm/día, en donde los 11mm se encuentran concentrados en un plazo de 4 horas, pueden generar eventos aluvionales. Por otro lado, se tiene también que precipitaciones de 30mm en 2 días también pueden generar la misma clase de eventos.

5. Evaluación de susceptibilidad de remociones en masa

De acuerdo con lo expuesto en los capítulos 3 y 4, se tiene que la zona de estudio ha sido sometida a diversos procesos los cuales han configurado el paisaje actual de la zona de estudio. Estos procesos han influido, tanto en la calidad geotécnica los afloramientos (abundante presencia de fracturas), como en la ocurrencia de remociones en masa en la zona de estudio (gatillantes tectónicos y precipitaciones).

En función de lo anterior, se realiza una evaluación de susceptibilidad para 3 tipos de remociones en masa (caídas de rocas y deslizamientos de suelo y roca) aplicando la metodología de susceptibilidad introducida por Lara (2007).

Dicha metodología consiste en subdividir la zona de estudio en múltiples polígonos o unidades, de ahora en adelante llamados polígonos de susceptibilidad, de acuerdo, tanto a criterios geomorfológicos, como criterios geológicos.

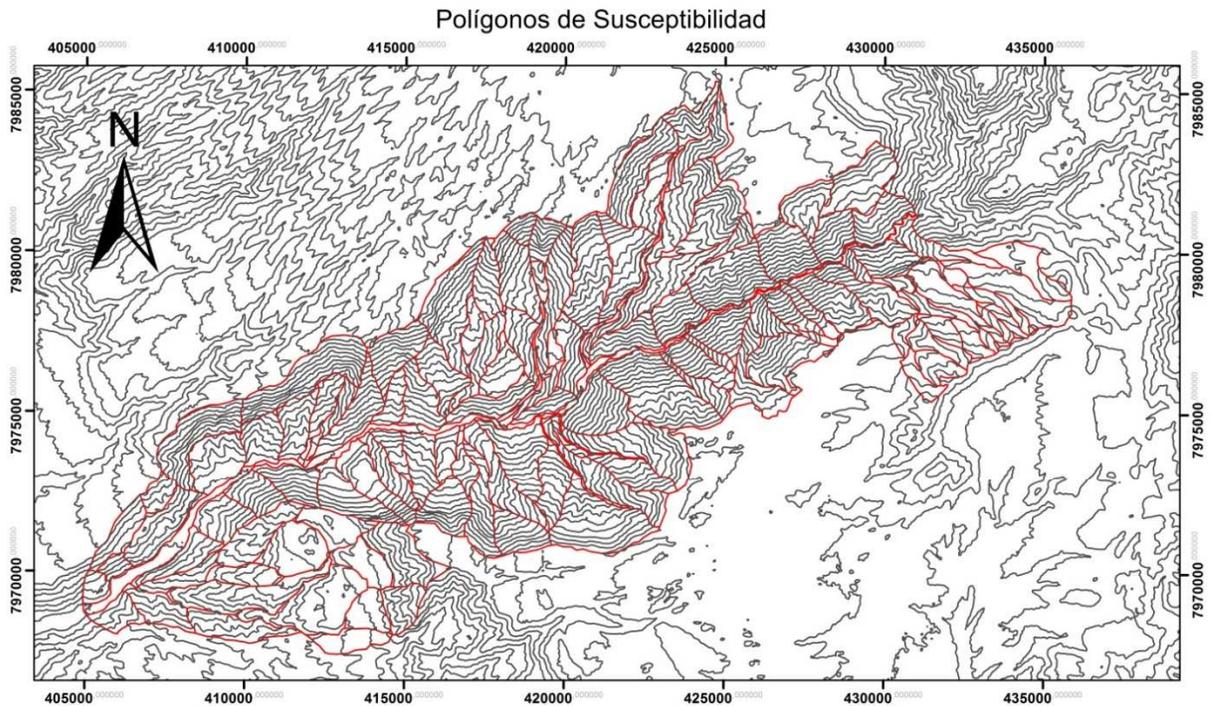
Posteriormente, mediante la aplicación de diversas tablas de susceptibilidad, características para cada tipo de remoción en masa (tablas que ponderan todos los factores condicionantes en un sistema de puntuación cuyo puntaje máximo es 100), se asigna una puntuación a cada uno de los polígonos subdivididos, de acuerdo a como los factores condicionantes se presentan en estos.

Finalmente, una vez asignados los puntajes para cada uno de los polígonos previamente subdivididos, se elaboran los mapas de susceptibilidad para cada tipo de remoción en masa.

Dado lo antes mencionado, en este capítulo se expone la delimitación de dichos polígonos, las tablas de susceptibilidad utilizadas para cada una de las remociones en masa analizadas y los mapas de susceptibilidad que se obtienen como resultado de la aplicación de esta metodología.

5.1 Delimitación de unidades geomorfológicas

En primer lugar, para comenzar a implementar la metodología de susceptibilidad y como se menciona anteriormente, resulta necesario dividir la zona de estudio en múltiples polígonos, asociados a unidades geomorfológicas (criterio geomorfológico). Estas últimas se definieron en base a características de pendiente, orientación de laderas, cuchillas y quebradas (ver Anexo H). De esta forma se construyeron 122 polígonos como se puede ver en la Figura 5.1.



Leyenda

- Unidades Geomorfológicas/Polígonos
- curvas 100 metros



1:150.000

Sistema de coordenadas: Datum WGS-84, Zona 19-S

Figura 5.1: Mapa de polígonos de susceptibilidad. Fuente: Elaboración propia

Cabe señalar que el mapa de la Figura 5.1 se muestra a una escala de 1:150.000 para una mejor visualización de la zona de estudio, no obstante, el mapeo de las unidades se realiza a una escala de 1:50.000.

Para una mejor contextualización de estos polígonos se confecciona la Figura 5.2, que muestra dichos polígonos sobreimpuestos al "raster" de geología local (Figura 3.1).

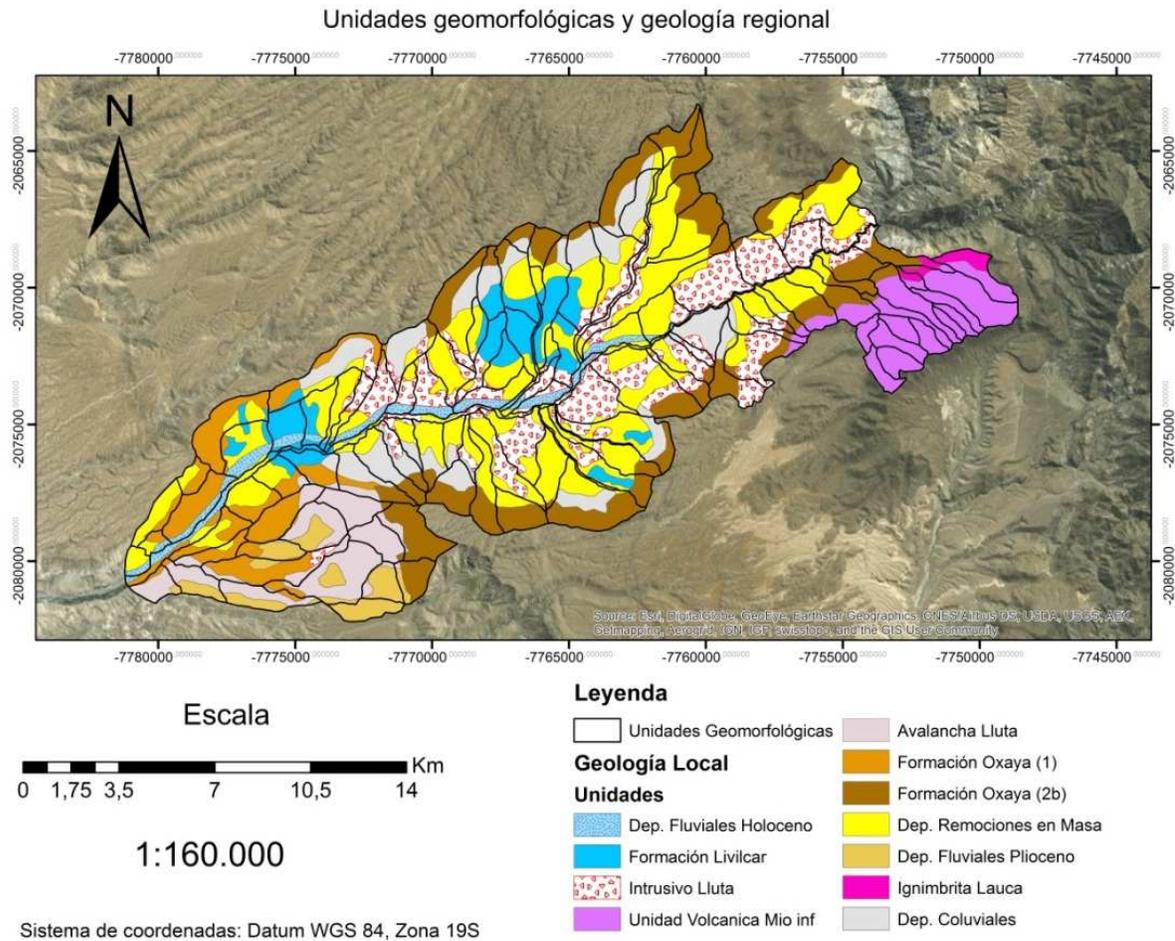


Figura 5.2: Mapa de polígonos de susceptibilidad con capa de geología superpuesta. Fuente: Elaboración propia.

De acuerdo a lo observado en la figura anterior, se tiene que prácticamente todas las unidades geomorfológicas presentan 2 o más litologías circunscritas en ellas. Dado lo antes mencionado se asume, para la evaluación de susceptibilidad, que los polígonos de susceptibilidad pueden presentar distinta litología con roca y/o suelo como materiales constituyentes.

En función de lo anterior, dado que las unidades geomorfológicas definidas tienen roca y suelo, se tiene que el factor “tipo de material” siempre tiene valor 1. Esto se traduce en que las unidades van a mostrar susceptibilidad a deslizamiento de suelos incluso en las zonas de la unidad donde aflora roca y deslizamiento de roca en zonas de la unidad que presenten suelo. De esta forma se tiende a ser conservador puesto que todas las unidades van a mostrar susceptibilidad a los 3 tipos de remociones en masa analizados en el presente estudio.

De acuerdo a lo anteriormente mencionado, se procede a realizar la evaluación de susceptibilidad mediante la utilización de diversas tablas, para cada uno de los 3 tipos de

remociones en masa. No obstante, en primer lugar, cabe elaborar la tabla de susceptibilidad de deslizamiento de roca.

5.2 Elaboración tabla de deslizamiento de roca

El análisis de susceptibilidad desarrollado en el presente estudio se basa en la metodología de susceptibilidad introducida por Lara (2007). Esta consiste, como se mencionó anteriormente, en la aplicación de diversas tablas de susceptibilidad, características para cada tipo de remoción en masa, en las cuales se ponderan todos los factores condicionantes, propios de cada remoción a un sistema de puntaje porcentual cuyo puntaje máximo es 100.

Para la zona norte, solamente existen tablas de ponderaciones y susceptibilidad para los deslizamientos de suelo y caídas de rocas elaboradas para las quebradas de Camiña y Tarapacá (Tabla 5.1, Tabla 5.3 y Tabla 5.2 y Tabla 5.4), las cuales se muestran a continuación.

Tabla 5.1: Tabla de ponderación factores condicionantes para flujos y deslizamiento superficiales y acarrees, zona norte. Fuente: Modificado de Lara, 2007.

FACTOR		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35%
	Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera	
	Encajonamiento canal de drenaje	
	Exposición al sol	
Geología-Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	40%
	Condiciones de humedad y saturación	
Vegetación	Cobertura vegetal	5%
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	10%
	Obstrucción canal de drenaje	
Antecedentes	Aluviones declarados en la hoya hidrográfica	10%

Tabla 5.2: Tabla de susceptibilidad para flujos y deslizamiento superficiales y acarrees, zona norte. Fuente: Modificado de Lara, 2007.

FACTOR	ESPECIFICACIONES (orientado a flujos generados en el cauce o en laderas de material suelto)	RANGOS	%
pendientes de laderas (f _i)	Promedio de la unidad.	10°-15°	3%
		15°-20°	6%
		20°-25°	9%
		25°-30°	11%
		30°-40°	13%
		>40°	15%

pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (f ₂)	Promedio de la unidad. Si la unidad es sólo canal de drenaje, el puntaje f ₂ se asocia a f ₁ , quedando sólo como un puntaje otorgado por "pendiente del canal".	<5°	1%
		5°-10°	5%
		>10°	10%
encajamiento canal de drenaje (f ₃)	Dado por la geomorfología y la relación profundidad/ancho del canal. Un encajamiento alto puede reflejarse, entre otros, en un valor alto de esta razón. Puede considerarse un valor mayor a 0,7 como encajamiento alto.	alto	7%
		medio	4%
		bajo	1%
exposición al sol (f ₄)	Para el caso de Chile central, alta exposición: laderas mirando al mirando al N, al estar expuestas al sol durante todo el año. Parcial: laderas mirando al E-W. Baja: laderas mirando al S	alta	3%
		parcial	2%
		baja	0%
características geológicas-geotécnicas del material (f ₅)	La generación de flujo y deslizamientos superficiales de suelo se ve favorecida, entre otros, por suelos de baja compacidad, permeabilidad y espesores críticos de suelo, presencia de estructuras y presencia de finos; presencia de bloques removibles en la superficie.	muy favorable	30%
		favorable	20%
		medianamente favorable	14%
		poco favorable	8%
condiciones de humedad y saturación (f ₆)	Asociado a: (1) Capacidad de saturación por abajo (profundidad nivel freático <2m es muy favorable para generación de flujos, >2m poco favorable, ~2m favorable) y por arriba (infiltración por precipitación). (2) Capacidad de almacenaje de agua en la estructura de suelo. (3) Variaciones estacionales de humedad.	muy favorable	10%
		favorable	7%
		poco favorable	3%
		sin antecedentes	2%
cobertura vegetal (f ₇)	Densidad en la ladera	nula a baja	5%
		moderada	3%
		alta	0%
obstrucción de canal de drenaje (f ₈)	No considera estructuras destinadas a contener los flujos	importante	5%
		moderada	4%
		baja	2%
		no observado	0%
desestabilización artificial de laderas (f ₉)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	importante	5%
		poco importante	3%
		no observado	0%
aluviones declarados en la hoya hidrográfica (f ₁₀)	Información escrita y/u observación de depósitos de flujos en la zona de estudio. Considerar como eventos frecuentes aquellos con recurrencia ≤ 10 años.	históricos frecuentes	10%
		históricos poco frecuentes	7%
		prehistóricos	4%
		sin antecedentes	1%
tipo de material ** (f ₁₁)	En este caso, el material roca no está en estudio, por lo tanto, pondera por 0 al resto de los factores	suelo	1
		roca	0

** En este estudio las unidades tienen suelo y roca, por lo tanto, en todos los casos, este factor es 1

Tabla 5.3: Tabla de ponderación de factores condicionantes caídas de rocas y rodados de roca, zona norte. Fuente: Modificado de Lara, 2007.

FACTOR		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35%
Geología-Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	40%

Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	5%
Antecedentes	Caídas de rocas declaradas en ladera	20%

Tabla 5.4: Tabla de susceptibilidad de caídas de rocas y rodados de roca, zona norte. Fuente: Modificado de Lara, 2007.

FACTOR	ESPECIFICACIONES		%
pendientes de laderas (f ₁)	Promedio de la ladera	15°-20°	4%
		20°-25°	10%
		25°-30°	18%
		30°-40°	25%
		40°-60°	32%
		>60°	35%
características geológicas-geotécnicas del material (f ₂)	Será más favorable a medida que presente estructuras subverticales en el macizo, alta frecuencia de fracturas y orientación de fracturas en el sentido de la ladera; presencia de bloques removibles en superficie.	muy favorable	40%
		Favorable	30%
		medianamente favorable	20%
		poco favorable	9%
desestabilización artificial de laderas (f ₃)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	muy poco favorable	3%
		Importante	5%
		poco importante	3%
caídas de roca declaradas en la ladera (f ₄)	Presencia de bloques caídos.	no observado	0%
		Presente	20%
Tipo de material ** (f ₅)	En este caso, el material suelo no está en estudio, por lo tanto, pondera por 0 al resto de los factores	no observado	0%
		Suelo	0
		Roca	1

** En este estudio las unidades tienen suelo y roca, por lo tanto, en todos los casos, este factor es 1

Dado lo expuesto en el párrafo anterior y en función de realizar un análisis de susceptibilidad para los 3 tipos de remociones, se requiere proponer, para la zona de estudio, una tabla de susceptibilidad de deslizamientos de roca.

Esta tabla (Tabla 5.5) se logra elaborar al comparar las tablas de ponderación de factores condicionantes, en la zona centro, para los deslizamientos de roca y caídas de rocas (Anexo A.2 y A.3), dado que estas poseen similares factores condicionantes. De esta comparación se logra determinar que los factores de geología/geotecnia y geomorfología (los factores más importantes en cuanto a puntaje), tienen la misma ponderación en ambos tipos de remociones en masa.

Tabla 5.5: Tabla de ponderación de factores condicionantes deslizamiento de rocas para la zona de estudio. Fuente: Elaborado a partir de Lara, 2007.

FACTOR		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35
Geología-Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	40
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	10
Antecedentes	Deslizamientos declarados en ladera	15

Con el fin de estimar el peso de cada uno de los rangos de los factores de la Tabla 5.5, se utilizó como base la tabla de deslizamientos de rocas de la zona centro propuesta por Lara (2007).

Como se observa en la Tabla 5.6, los cambios en los porcentajes con respecto al centro del país se encuentran en el factor asociado a la geología/geotecnia, aumentado debido a lo condicionante de este factor en la zona de estudio, dada la alta presencia de estructuras, así como también, por la abundante presencia de deslizamientos en bloques observados en terreno (Anexo D.3).

Tabla 5.6: Tabla de susceptibilidad de deslizamiento de roca, zona estudio. Fuente: Elaborado a partir de Lara, 2007.

FACTOR	ESPECIFICACIONES	RANGOS	%	% Lara 2007, para el centro del país
pendientes de laderas (f ₁)	Promedio de la ladera	15°-20°	11%	11%
		20°-25°	15%	15%
		25°-30°	20%	20%
		30°-40°	25%	25%
		40°-60°	30%	30%
		>60°	35%	35%
características geológicas-geotécnicas del material (f ₂)	Su generación se ve favorecida por el alto grado de fracturamiento, alta meteorización y presencia de agua en el macizo. Puede considerarse valores bajos de RMR (<30)-modificado según orientación de laderas- como indicativo aproximado de condiciones muy favorables para generación deslizamientos	muy favorable	40%	35%
		favorable	32%	28%
		medianamente favorable	22%	18%
		poco favorable	10%	11%
		muy poco favorable	4%	4%
desestabilización artificial de laderas		importante	10%	10%
		poco importante	5%	5%

(f ₃)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	no observado	0%	0%
Deslizamientos declarados en la ladera (f ₄)	Información escrita y/u observación en terreno de superficies de deslizamiento	presente	15%	15%
		Sin antecedentes	5%	5%
		no observado	0%	0%
Tipo de material ** (f ₅)	En este caso, el material suelo no está en estudio, por lo tanto, pondera por 0	suelo	0	0
		roca	1	1

** En este estudio las unidades tienen suelo y roca. por lo tanto, en todos los casos, este factor es 1

Finalmente, teniendo las tablas de susceptibilidad de los 3 tipos de remociones en masa, se procede a realizar la evaluación de susceptibilidad para cada una de las remociones en masa.

5.3 Evaluación de susceptibilidad

5.3.1 Deslizamiento de suelo

De acuerdo a los criterios de asignación de puntaje (Anexo F.1) relacionadas a la Tabla 5.2, se elabora el mapa de susceptibilidad para deslizamiento de suelo.

Resulta importante resaltar el criterio de asignación de puntajes relacionado al factor geológico/geotécnico (f₅ en Anexo F.1), por ser este el factor condicionante más importante. En primer lugar, adicionalmente a la información proporcionada por la Figura 5.2, resulta necesario establecer un criterio observacional aplicado a las zonas no observadas en terreno, que combinadas a la geología característica de dichas zonas permita establecer una mayor certeza en cuanto a la puntuación de este factor en estas.

Dado lo anteriormente mencionado, se utilizan las imágenes satelitales, en cuanto al “aspecto” que presenta la unidad geomorfológica en la imagen satelital. En resumidas cuentas, mediante “*basemap*” de ArcGis y el programa “*Google Earth*”, se diferencian áreas de aspecto más “rocoso” o “suave”, lo que puede servir de ayuda para las zonas donde no se tuvo acceso en terreno. En este caso, un polígono que presenta un aspecto más “rocoso” implicaría una menor presencia de suelo residual (o de menor grosor), mientras que uno más “suave” implicaría mayor presencia de suelo que de roca (o de mayor grosor).

Con respecto a los espesores, para este trabajo se considera que un grosor significativo es mayor a los dos metros, un grosor intermedio se encuentra entre uno y dos metros, mientras que un grosor poco significativo corresponde a menos de un metro de suelo.

Adicionalmente, este criterio puede ser contrastado con las fotografías usadas en terreno (Anexo D), las cuales muestran, in situ, que tan rocosa o suaves son las laderas vistas en terreno. De esta forma, comparando el aspecto de la imagen satelital en las

laderas adyacentes al río, con lo observado en las fotografías, se puede establecer un parámetro de aspecto de las unidades, el cual puede ser extrapolado hacia las zonas donde no se tuvo acceso en terreno.

Con respecto al factor geológico/geotécnico para deslizamiento de suelo (f5) se tiene la siguiente categorización:

- Medianamente favorable: Polígonos en los cuales predominan los depósitos de Remociones en Masa del Pleistoceno-Cuaternario (PIQr de ahora en adelante) y Coluviales (Qc de ahora en adelante) con presencia de afloramientos rocosos, los cuales le confieren el aspecto poco suave a la unidad. Suelo de grosor poco significativo (suelo<1m).
- Favorable: Polígonos en los cuales las litologías predominantes corresponden a los depósitos de Avalancha del Lluta (Msrl de ahora en adelante), Fluviales del Plioceno (Plf de ahora en adelante) y de la Unidad de Volcanes y Remanentes Volcánicos del Mioceno inferior (Miv de ahora en adelante), con pocos depósitos de Qc y PIQr. Presentan un aspecto suave (donde predomina Miv, Msrl y Plf) y menos suave donde predominan Qc, PIQr con las distintas litologías rocosas que acompañan a la unidad. Suelo de grosor intermedio (1m<suelo<2m).
- Muy favorable: Se asignan a las unidades geomorfológicas que presentan, principalmente, litología de Msrl y Plf. Aspecto suave. Grosor significativo de suelo (suelo>2m).

Como resultado del análisis de susceptibilidad de deslizamiento de suelo se obtiene el mapa de la Figura 5.3, en el cual se puede observar que la susceptibilidad (índices de susceptibilidad), para deslizamiento de suelo, en la zona de estudio, oscilan, preferentemente, entre los rangos 25-49 (IS mínimo=46) a 70-100 (IS máximo=74), por su parte, las unidades de quebradas principales y ríos no fueron evaluadas en el presente estudio.

Los rangos escogidos para la categorización de los índices de susceptibilidad fueron seleccionados de acorde a las características geomorfológicas de la zona de estudio y en concordancia con lo observado en terreno.

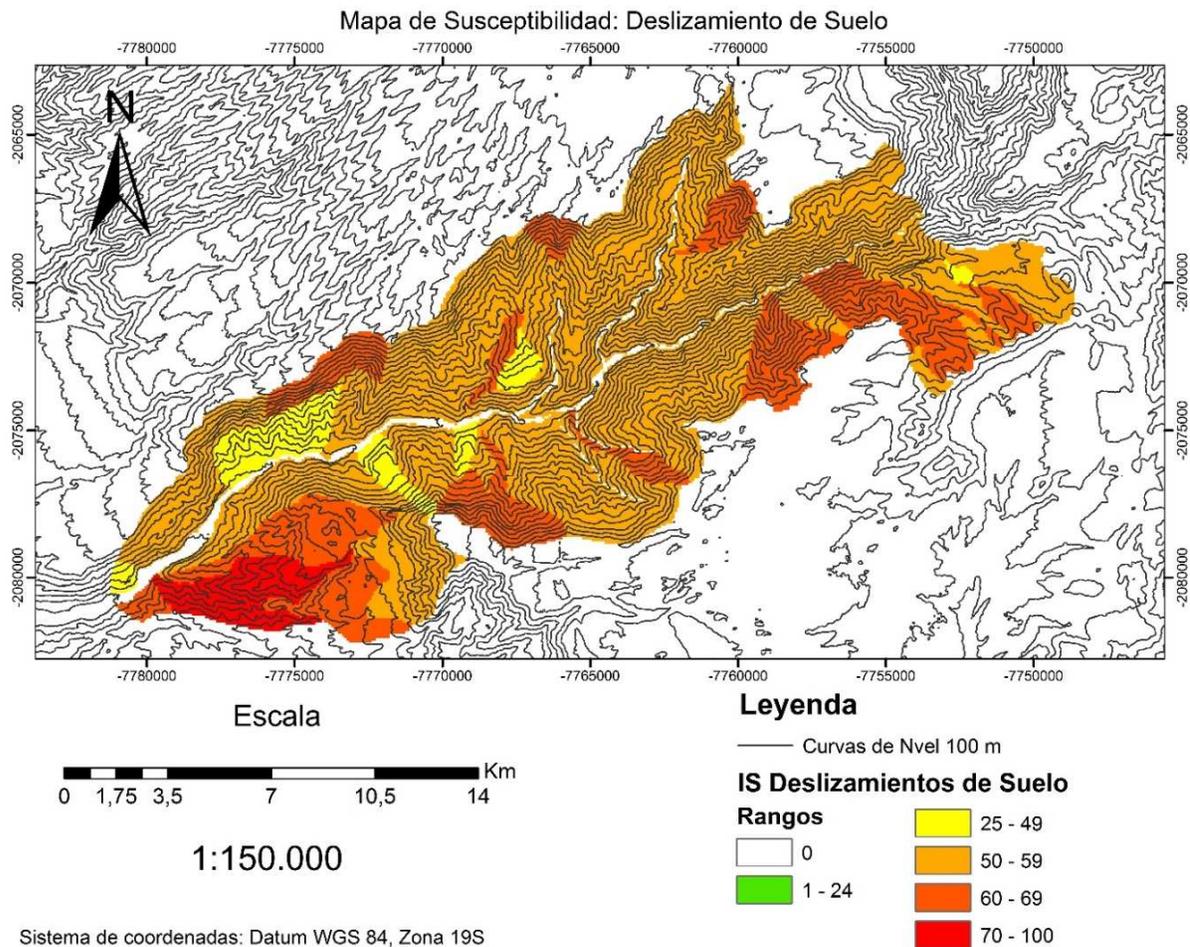


Figura 5.3: Mapa de susceptibilidad de deslizamiento de suelos. Fuente: Elaboración propia.

Por otro lado, la subdivisión entre los rangos 50-59 y 60-69 se realizó sobre la base de que la mayoría de los polígonos presentan índices de susceptibilidad que varían entre 50 y 70, por lo que resulta necesaria una subdivisión entre estos rangos para una mejor visualización de la susceptibilidad de deslizamientos de suelos para la zona de estudio, de lo contrario el mapa habría mostrado la mayoría de los polígonos de un solo color.

De esta forma, en el mapa de la Figura 5.3, se observa que la mayoría unidades geomorfológicas presentan susceptibilidad sobre 50, principalmente en el rango entre 50-59. Asimismo, se puede observar que, en la zona occidental, es decir, donde predomina la litología de Msrl y Plf, presenta una susceptibilidad sobre 60.

Se puede decir entonces que la susceptibilidad para deslizamiento de suelo se distribuye de forma homogénea en la zona de estudio, entre los rangos 50 a 69, sin embargo, en la zona occidental de esta, la susceptibilidad aumenta sobre 60 y hasta el rango 70-100 (en este caso en particular IS=74), incorporando, incluso, sectores con roca.

5.3.2 Deslizamiento de rocas

De acuerdo a los criterios de asignación de puntaje (Anexo F.2) relacionadas a la Tabla 5.6, se elabora el mapa de susceptibilidad para deslizamiento de roca.

Al igual que para deslizamiento de suelo, para el factor geológico/geotécnico (f2 en Anexo F.2), se utiliza el mismo criterio observacional (aspecto suave/rocoso). Cabe destacar, además, la abundancia de estructuras y presencia de deslizamiento en bloques en la zona de estudio (Anexo D.3).

Con respecto al factor geológico/geotécnico para deslizamiento de roca (f2) se tiene la siguiente categorización:

- Medianamente favorable: Se asigna a las unidades que se caracterizan por presentar depósitos de Msrl y Plf como litología predominante, y que además presente un aspecto suave y poco rocoso.
- Favorable: En unidades geomorfológicas donde predomina las litologías de Miv y Oxaya, con menor presencia de depósitos de Msrl y Plf. Aspecto menos suave en comparación al anterior.
- Muy favorable: Unidades sumamente fracturadas, donde predominan los afloramientos del Intrusivo Lluta, formaciones Livilcar, Oxaya con presencia de depósitos de Qc y PIQr y nula presencia de depósitos de Msrl y Plf. Aspecto rocoso.

Como resultado del análisis de susceptibilidad de deslizamiento de roca se obtiene el mapa de la Figura 5.4, en el cual se puede observar que la susceptibilidad (índices de susceptibilidad), para deslizamiento de roca, en la zona de estudio, oscilan, preferentemente, entre los rangos 25-49 (IS mínimo=33) a 70-100 (IS máximo=80), por su parte, las unidades de quebradas principales y ríos no fueron evaluadas en el presente estudio.

Los rangos escogidos para la categorización de los índices de susceptibilidad fueron seleccionados de acorde a las características geomorfológicas de la zona de estudio y en concordancia con lo observado en terreno.

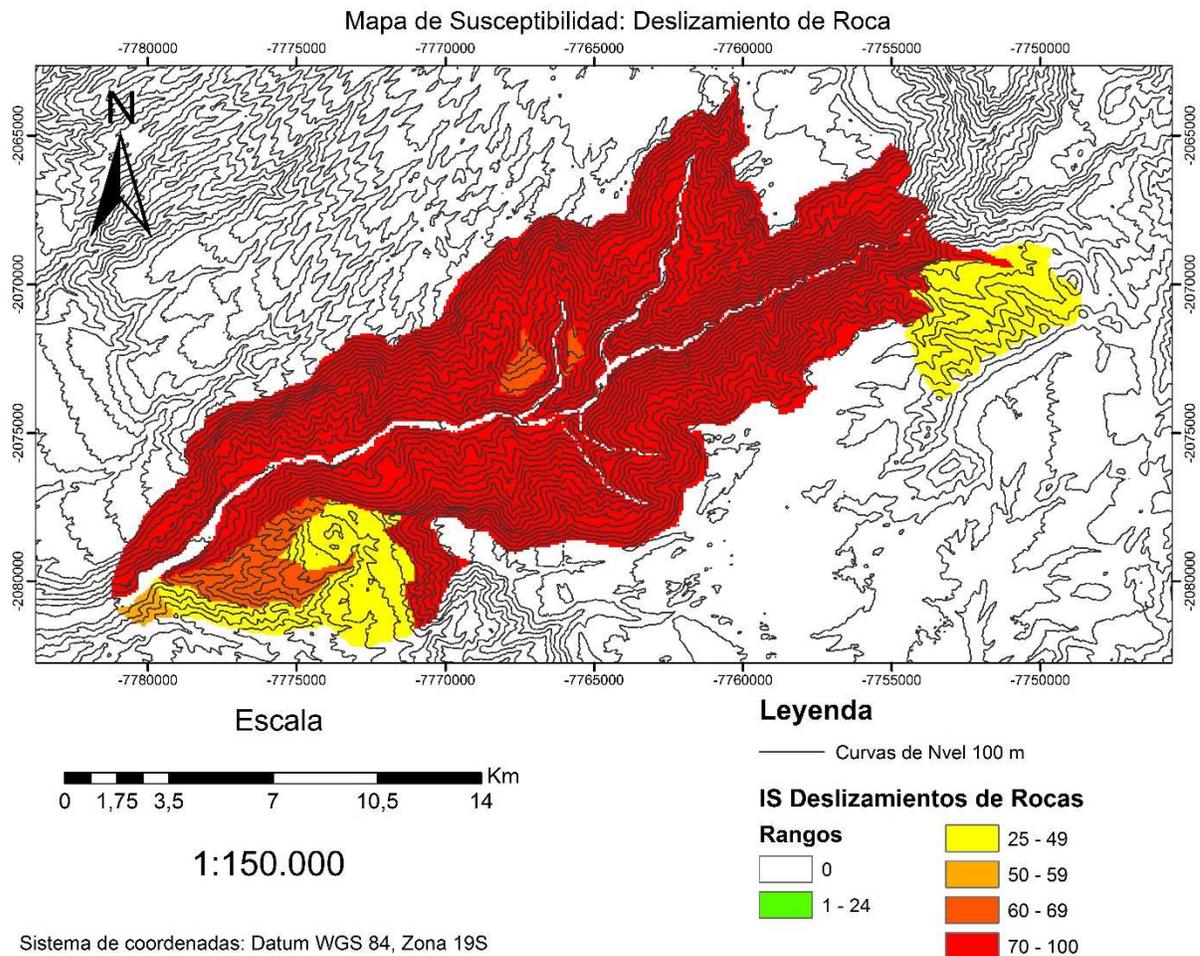


Figura 5.4: Mapa de susceptibilidad de deslizamiento de roca. Fuente: Elaboración propia.

Por otro lado, la subdivisión entre los rangos 50-59 y 60-69, se realizó sobre la base de los usados para el caso de deslizamiento de suelo, de esta forma las categorías son consecuentes entre ambos mapas, favoreciendo así el análisis posterior que se realizará de estos, así como también, permiten una mejor visualización de la susceptibilidad de este tipo deslizamientos en la zona de estudio.

De esta forma, en el mapa de la Figura 5.4, se observa que las unidades geomorfológicas presentan, principalmente, índices de susceptibilidad que oscilan entre los rangos 60-69 y 70-100, distribuidos, principalmente, en la zona central del área de estudio, así como también las laderas aledañas al río, tanto en la zona occidental, como en la oriental del valle.

Por otro lado, se pueden observar 2 zonas donde los índices de susceptibilidad son menores a 50. Estas corresponden a las unidades donde predomina la litología Miv (Al este) y Msrl y Plf (Al oeste). En esta última zona, también hay unidades geomorfológicas con índices de susceptibilidad en el rango 60-69, no obstante, estos

corresponden a las unidades que presentan, adicionalmente, litología correspondiente a la Formación Oxaya (Figura 5.2).

5.3.3 Caídas de rocas

De acuerdo a los criterios de asignación de puntaje (Anexo F.3) relacionadas a la Tabla 5.4, se elabora el mapa de susceptibilidad para deslizamiento de roca.

Al igual que para deslizamiento de suelo, para el factor geológico/geotécnico (f2 en Anexo F.3), se utiliza el mismo criterio observacional (aspecto suave/rocoso). Cabe señalar que en la zona de estudio se observa una abundante presencia de rocas y bloques caídos además de alta presencia de estructuras (Anexo D).

Con respecto al factor geológico/geotécnico para caídas de roca (f2) se tiene la siguiente categorización:

- Medianamente favorable: Se asigna a las unidades geomorfológicas que presentan una litología correspondiente a los depósitos Mslr y Plf (extremo occidental de la zona de estudio). Aspecto suave.
- Favorable: En unidades geomorfológicas donde predomina las litologías de Miv y Formación Oxaya, con menor presencia de depósitos de Msrl y Plf (poca presencia de PIQr y Qc). Aspecto un poco más rocoso.
- Muy favorable: Corresponden a las unidades de aspecto muy rocoso, cercano a las estructuras principales, donde predomina las litologías de intrusivo Lluta, Formación Oxaya y Formación Livilcar con presencia de depósitos PIQr, Qc, y nula presencia de depósitos de Msrl y Plf.

Como resultado del análisis de susceptibilidad de caídas de roca se obtiene el mapa de la Figura 5.4, en el cual se puede observar que la susceptibilidad (índices de susceptibilidad), para caídas de rocas, en la zona de estudio, oscilan, preferentemente, entre los rangos 1-24 (IS mínimo=24) a 70-100 (IS máximo=85), por su parte, las unidades de quebradas principales y ríos no fueron evaluadas en el presente estudio.

Los rangos escogidos para la categorización de los índices de susceptibilidad fueron seleccionados de acorde a las características geomorfológicas de la zona de estudio y en concordancia con lo observado en terreno.

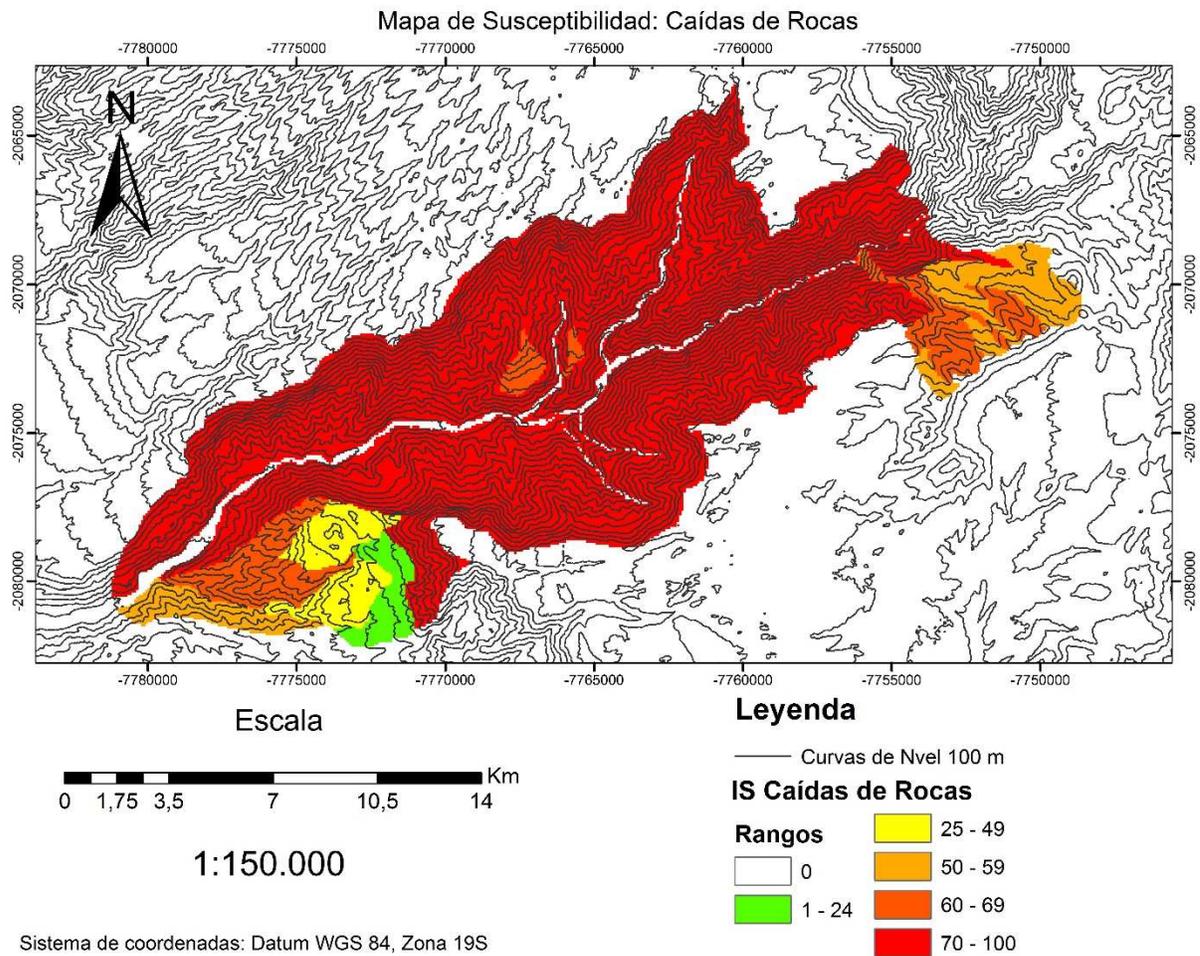


Figura 5.5: Mapa de susceptibilidad de caídas de rocas. Fuente: Elaboración propia.

Por otro lado, la subdivisión entre los rangos 50-59 y 60-69, se realizó sobre la base de los usados para el caso de deslizamiento de suelo y roca, de esta forma, las categorías son consecuentes entre los 3 mapas, favoreciendo así el análisis posterior que se realizara de estos, así como también, permiten una mejor visualización de la susceptibilidad de caídas de rocas en la zona de estudio.

De esta forma, en el mapa de la Figura 5.5, se observa que las unidades geomorfológicas presentan, principalmente, índices de susceptibilidad que oscilan entre los rangos 60-69 a 70-100, distribuida principalmente, en la zona central del área de estudio, así como también, en las cabeceras del extremo occidental de la misma.

Por otro lado, se puede observar, en el extremo oriental del área de estudio, en particular en las cabeceras de dicho extremo, una zona donde la susceptibilidad oscila entre los rangos 50-59 a 60-69, la cual corresponde a las unidades donde predomina la litología Miv.

Finalmente, en el extremo occidental, se pueden observar zonas donde los índices de susceptibilidad son menores a 50, las cuales corresponden a las unidades donde predomina la litología Msrl y Plf, exclusivamente. Sin embargo, en dicha zona también se observan unidades que presentan índices de susceptibilidad que oscilan entre los rangos 50-59 a 70-100, los cuales presentan una combinación de alta pendiente y la presencia de la unidad litológica correspondiente a la Formación Oxaya (Anexo C.5 y Figura 5.2).

6. Discusiones

Con respecto al análisis geomorfológico de la zona de estudio cabe hacer alusión a los distintos procesos que conformaron, tanto a esta zona, como a toda la región (escala regional).

Se tiene entonces que la tectónica corresponde al proceso de primer orden regional que supedita tanto a los procesos erosivos como climáticos (procesos de segundo orden), los cuales se interrelacionan. De la combinación de estos procesos a escala regional, se general el valle del río Lluta (zona de estudio), condicionando la geomorfología de este, y las características geotécnicas de los afloramientos presentes en él, condicionando, a su vez, la susceptibilidad de remociones en masa en el valle.

No obstante, dicha interrelación de los procesos geomorfológicos, como se mencionó en el párrafo anterior, se realiza a escala regional y se extrapola a una escala local, es decir, a la escala del valle del río Lluta, en función de entender, a una escala mayor a de la zona de estudio, como se combinan los procesos geomorfológicos para conformar el paisaje actual de valle del río Lluta.

Profundizando en los procesos climáticos, se tiene la ya mencionada ocurrencia del Invierno Altiplánico. En las cercanías de la zona de estudio se tienen estaciones representativas de las precipitaciones que ocurren en ésta.

La representatividad de dichas estaciones, en relación con las precipitaciones acontecidas en la zona de estudio, tiene que ver con la altitud de dichas estaciones versus la altitud máxima de la zona de estudio. En relación con esto último, se tiene que las estaciones se encuentran entre los 3000 y 4000 msnm, mientras que la zona de estudio se encuentra entre los 1300 y 3300 msnm, por lo que dichas estaciones son representativas en las zonas más altas de esta.

Cabe señalar, ante la representatividad de dichas estaciones, que los meses de enero a marzo, como periodo de máxima intensidad del Invierno Altiplánico, también es representativo. En primer lugar, se condice con lo expuesto por Romero *et al* (2012) y con los datos de precipitaciones de las Tablas 4.3 y 4.4, así como también, con lo observado en la Figura 4.6, que muestra las isoyetas en la zona de estudio. En dicha figura se puede apreciar que las isoyetas se correlacionan con las precipitaciones acumuladas (periodo enero-marzo) observadas en las tablas antes mencionadas, es decir, las isoyetas de la zona de estudio son representativas de las precipitaciones relacionadas al Invierno Altiplánico.

Por otro lado, en cuanto a la variabilidad de este fenómeno, se tiene que, el Invierno Altiplánico es extremadamente variable año a año, tanto en precipitaciones acumuladas como en intensidades máximas de precipitación, lo que se condice con lo expuesto por Romero *et al* (2012 y 2013). Asimismo, los datos analizados permiten extrapolar que las precipitaciones acumuladas tienen directa relación con la altitud, donde los promedios de precipitación son 100 mm superiores entre los 3000 y 4000 msnm,

también condiciéndose con lo expuesto por Romero *et al* (2012 y 2013), Kober *et al* (2009) y con lo observado en la Figura 4.6 (mapa de isoyetas en la zona de estudio).

Con respecto a los eventos de precipitaciones relacionados a eventos aluvionales se tiene que existen, tanto eventos generalizados (Tarapaca 2013 y 2016), como eventos localizados (Camiña 2012 y Camarones 2015), lo que expone lo caótico de la ocurrencia de este evento. En el caso de Camarones, se tiene que este evento es tan localizado que las estaciones Esquiña y Camarones en Río Chilpe no registran precipitaciones para el día del evento (26 de marzo), teniendo en cuenta que dichas estaciones se encuentran a menos de 10 kilómetros del evento aluvional y en la misma cuenca donde se encuentran las estaciones, es decir, el evento puede comportarse de forma caótica incluso a escala de cuenca o, como lo señala Romero *et al* (2012), a escala topoclimática.

Por otro lado, en referencia a las estaciones utilizadas para caracterizar los eventos aluvionales antes mencionados, se tiene que la altitud de estas oscila entre los 1500 y 3600 msnm, lo que en contraste con la altitud de la zona de estudio (1300 a 3300 msnm), implicaría que las precipitaciones registradas por dichas estaciones serían representativas de la zona de estudio. No obstante, dicha relación no puede ser comprobada de forma directa dado que la zona de estudio se encuentra alejada de estas estaciones, por lo que resulta difícil extrapolar dicho registro de precipitaciones a la zona de estudio.

Una vez entendido lo caótico y variable del fenómeno del Invierno Altiplánico y su interrelación con los procesos tectónicos (compresión y alzamiento) y erosivos (marcada incisión en el valle del río Lluta), se puede entender y comprender la configuración del paisaje de la zona de estudio, así como también, la abundante presencia de remociones en masa en esta, lo que justifica un estudio de susceptibilidad de remociones en masa.

Con respecto a dicho estudio, se tiene, en primer lugar, para la zona de estudio, la elaboración de la tabla de deslizamiento de roca (Tabla 5.6). Dicha tabla, confeccionada a partir del análisis comparativo entre las tablas de caídas y deslizamiento de rocas de la zona centro (Anexos B.2 y B.3) y la tabla de caídas de roca de la zona norte (Tabla 5.4), propuestas por Lara (2007), asignan una alta puntuación al factor geológico/geotécnico con respecto a los demás factores.

Esta asignación (40% para el factor geológico/geotécnico), se debe a que, en el área de estudio, las unidades litológicas afloran sumamente fracturadas y meteorizadas, así como también, con abundante presencia, tanto de bloques y rocas de gran tamaño (Anexo D.3).

Por otro lado, con respecto a las tablas de susceptibilidad, cabe señalar que no se considera el factor antrópico en la asignación de puntaje, para ninguno de los 3 tipos de remociones en masa analizados. Esto se fundamenta en las observaciones de terreno, en las cuales no se logra apreciar ningún tipo de desestabilización artificial en las laderas de toda la zona de estudio.

Continuando con el análisis de los factores de las tablas de susceptibilidad cabe hacer mención al factor “tipo de material”, el cual puede tomar valores 1 o 0, dependiendo de si la unidad presenta roca o suelo, en términos geotécnicos, como material constituyente dentro del polígono de susceptibilidad. Con relación a este factor se expone la siguiente figura.

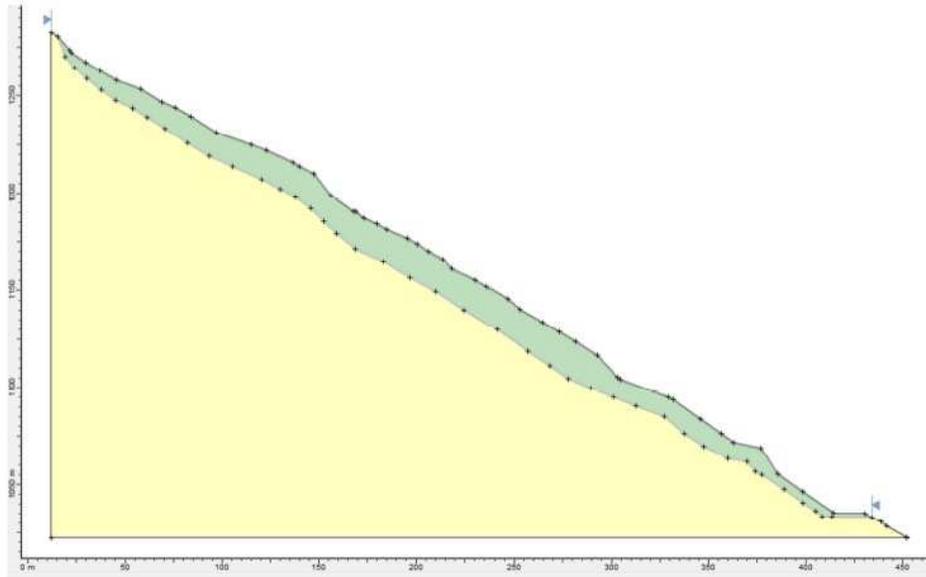


Figura 6.1: Talud representativo de la zona de estudio. Fuente: Elaboración propia.

La Figura 6.1 representa una ladera o talud promedio en la zona de estudio, de acuerdo a lo observado en terreno (Anexo D.2), en donde se puede observar una capa de suelo residual por sobre material rocoso.

En función de lo expuesto anteriormente, se pueden establecer dos análisis. En primer lugar, se tiene que, independiente de la litología que cada polígono presente, de acuerdo al mapa geológico, en la zona de estudio, los taludes presentan una capa de suelo residual, de grosor variable, por sobre el material rocoso, la cual, en algunos casos, es tan delgada que expone dicho material, sobre todo en las zonas donde predominan los afloramientos asociados a las Formaciones Oxaya y Livilcar, así como también, al intrusivo Lluta.

Por consiguiente, se tiene que el factor “tipo de material” se considera 1 para todos los polígonos de susceptibilidad, dado que en todas las unidades existen ambos materiales constituyentes, lo que implica que todos estos presentan, tanto deslizamiento de suelo, como caídas y deslizamientos de rocas.

En segundo lugar, se tiene que la geología, asociada al mapa de geológico elaborado por García *et al* (2004) para toda la región, si es utilizada para la asignación

de puntajes del factor geológico/geotécnico, tal como se expone en el capítulo 5.3. Sin embargo, dado que la escala de este mapa es mucho mayor que la escala del análisis de susceptibilidad (1:250.000 y 1:50.000), resulta necesario combinar la información proporcionada por dicho mapa con las observaciones de terreno, las cuales no son distinguibles a escala regional (Anexo D y Figura 6.1), así como también, con lo observado en las imágenes satelitales.

De esta forma se justifica que polígonos que contengan litología, tanto rocosa, como de depósitos, presenten susceptibilidad para los 3 tipos de remociones en masa, incluso en zonas del polígono donde el mapa geológico indica que solo afloran unidades rocosas y viceversa.

Dado lo mencionado en el párrafo anterior, se tiene que los mapas de susceptibilidad, observados en el capítulo 5.3, se encuentran sobreestimados (todos los polígonos presentan susceptibilidad para los 3 tipos de remociones en masa analizados), no obstante, este se condice con el enfoque conservador utilizado en el presente estudio.

Finalmente, en función de lo anterior, González *et al* (2002) señala que la ingeniería geológica, como ciencia aplicada al estudio y solución de los problemas producidos por la interacción entre el medio geológico (para el caso del presente estudio, el valle del Lluta) y la actividad humana, tiene una de sus principales aplicaciones en la evaluación, prevención y mitigación de los riesgos geológicos, es decir, de los daños ocasionados por los procesos geodinámicos que afectan a la tierra, en este caso, las remociones en masa. De esta forma, tanto el presente estudio, como otros pueden servir como antecedentes a la hora de proponer medidas de mitigación ante la construcción de obras civiles en la zona de estudio (Embalse Chironta).

7. Conclusiones

El presente estudio tiene como propósito realizar un análisis de susceptibilidad de remociones en masa en el valle del río Lluta entre las localidades de Chapisca y Socoroma.

Con respecto a la caracterización geomorfológica del valle, se tiene que el proceso geomorfológico de primer orden corresponde al alzamiento tectónico, el cual genera el levantamiento de la zona del Pediplano y la generación de diversas fallas y anticlinales, tanto en esta zona, como en la Precordillera y Altiplano. Superpuesto a este proceso se encuentran los procesos de erosión e incisión del río Lluta, y el contexto climático, tanto de hiperaridez, como del fenómeno de Invierno Altiplánico, los cuales generan la geomorfología encajonada del valle.

Por su parte se tiene que las diversas estructuras presentes en la zona de estudio han condicionado las características geotécnicas de los afloramientos expuestos en esta zona (abundante presencia de fracturas y meteorización), condicionando, a su vez, la ocurrencia de diversos fenómenos de remociones en masa en esta área.

En conjunción con la caracterización geomorfológica del valle, se tiene la caracterización del fenómeno del Invierno Altiplánico, para ello se identificaron las estaciones pluviométricas más cercanas, para luego, a partir de los datos proporcionados por dichas estaciones y elaborar un registro de precipitaciones de los últimos 27 años (1990-2016). Los resultados obtenidos muestran una variación importante entre la cantidad de precipitaciones acumuladas y la altitud de las estaciones. Esta relación no se aprecia para las intensidades máximas de precipitación diaria anual, no obstante, se observa un acoplamiento en las variaciones anuales de precipitación acumulada e intensidad máxima de precipitación para las estaciones Putre y Alcerreca en Lluta.

Por otra parte, se logró determinar que el Invierno Altiplánico, a partir de los eventos de Tarapacá de 2013 y 2016, puede generar fenómenos aluvionales en la zona a partir de precipitaciones que oscilan entre 11 a 18 mm/día. Con respecto al valor mínimo del rango antes mencionado (11 mm), estos se concentran en un plazo de 4 horas.

Adicionalmente, se tiene que, en marzo de 2015, en la localidad de Camarones, al sur del área de estudio, ocurrió un evento aluvional importante que logró cortar la ruta A-345. Sin embargo, las estaciones pluviométricas cercanas (Esquiña y Río Camarones en Chilpe), ubicadas a menos de 10 kilómetros del suceso, no registraron precipitaciones. Lo anterior sugiere que el Invierno Altiplánico se comporta de forma caótica a escala de cuenca (escala topoclimática).

Finalmente, con el objetivo de determinar la susceptibilidad de remociones en masa para el valle del Lluta entre las localidades de Chapisca y Socoroma, se realizó un análisis de susceptibilidad utilizando la metodología desarrollada por Lara (2007).

Mediante esta metodología se identificaron 122 unidades geomorfológicas, las cuales permitieron la elaboración de 3 mapas de susceptibilidad, asociados a los 3 tipos

de remociones analizados en este estudio, caídas de rocas y deslizamientos de roca y suelo.

Estos mapas muestran que los índices de susceptibilidad (IS) tienden a estar por sobre los 50 puntos, con unas pocas unidades bajo este valor. En particular, para los deslizamientos de roca y caídas de roca, los IS tienden a concentrarse por sobre los 60 puntos (máximos de 80 para deslizamiento de roca y 85 para caídas de rocas), mientras que, para los deslizamientos de suelo, estos se concentran entre los 50 y 70 puntos (IS máximo=74). Dado que se considera que las unidades geomorfológicas susceptibles son las que presentan un IS mayor a 50 puntos, se tiene que la zona de estudio es altamente susceptible a los 3 tipos de remociones en masa antes mencionados.

Finalmente, cabe señalar las siguientes recomendaciones, para estudios futuros, con el propósito de complementar el ya realizado.

- Realizar un análisis geomorfológico a escala de cuenca, con el propósito de determinar con mejor precisión la influencia del régimen tectónico en el clima, en particular en el fenómeno del Invierno Altiplánico y en las tasas de erosión para el valle del río Lluta.
- Realizar un análisis de susceptibilidad a escala de detalle de las laderas adyacentes al río dado que estas son las áreas potencialmente desarrollables a obras de infraestructuras.
- Realizar ensayos de laboratorio para establecer, con mayor precisión, el factor geológico-geotécnico de las unidades litológicas presentes en la zona de estudio y así mejorar el análisis realizado en el presente estudio.
- Instalación de una red de estaciones pluviométricas más completa en el norte grande de Chile, con el propósito de obtener las precipitaciones propias de la zona a analizar, de forma de no tener que extrapolar las precipitaciones de otras estaciones al área de estudio puesto que las precipitaciones ocasionadas por el Invierno Altiplánico pueden causar mediciones de precipitación muy distintas en pocos kilómetros (ejemplo: caso Camarones).
- Realizar un análisis de susceptibilidad de flujo de detritos para complementar el análisis de susceptibilidad.
- Realizar estudios de peligro para las remociones en masa analizadas en este estudio, así como también, para flujos de detritos. Por otro lado, proponer medidas de mitigación en conjunción con el estudio de peligro, en función de la futura construcción del Embalse Chironta en la zona de estudio.

8. Bibliografía

24 horas. 2012. Gobierno admite que minas llegaron al mar. <http://www.24horas.cl>. Recuperado 3 febrero 2017.

Aguilar, G.; Riquelme, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Regard, V.; Darrozes, J.; Vassallo, R.; Maire, E. 2012. Short-term vs long term erosion rates in the semiarid Chilean Andes: Variability in erosion rates related to the states of landscape transience. XIII Congreso geológico. Pp 280-282.

Cabello, B. s.f. <https://es.scribd.com>. Recuperado 5 enero 2017.

Cambio Perú. s.f. <http://elperueseterno.blogspot.cl>. Recuperado 5 enero 2017.

Carretier, C.; Regard, V.; Vassallo, R.; Aguilar, G.; Martinod, J.; Riquelme, R.; Pepin, E.; Charrier, R.; Hérail, G.; Farías, M.; Guyot, J.; Vargas, G.; Lagane, C. 2012. Slope and climate control of erosion in the Andes of Central Chile. *Geology*. Pp 678-679.

Charrier, R.; Hérail, G.; Pinto, L.; García, M.; Riquelme, R.; Farías, M.; Muñoz, N. 2013. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: Implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2013) 102:235-264.

CIDERH. s.f. <http://www.unap.cl>. Recuperado 5 enero 2017.

Cruden, D., 1991. A simple definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. No. 43, p. 27-29.

DiarioUchile, 30 enero 2014. Arica: "El fallo de la Haya es una prueba del abandono estatal". [Radio.uchile.cl](http://radio.uchile.cl). Recuperado 20 marzo 2017

DGA. 2004. Cuenca del río LLuta: Diagnostico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad.

DGA. 2016. MOP abre ofertas para construcción de Embalse Chironta. <http://www.doh.gov.cl>. Recuperado 5 marzo 2017.

DGA. s.f. Información oficial hidrometeorológica y de calidad de agua. <http://snia.dga.cl>. Recuperado 3 febrero 2017.

DGA. s.f. Mapoteca digital. <http://www.dga.cl>. Recuperado 3 febrero 2017.

Ecoronel. s.f. El portal ecológico de Coronel. Ecoronel.cl. Recuperado 5 enero 2017.

El clima en Chile. s.f. <http://slideplayer.es>. Recuperado 5 enero 2017.

Emol. 23 de febrero 2016. Lluvias generadas por invierno altiplánico provocaron cortes de agua en Arica y Calama. <http://www.emol.com>. Recuperado 3 febrero 2017.

Emol. 29 febrero 2016. Tarapacá es la región más afectada por lluvias y aludes de invierno altiplánico. <http://www.emol.com>. Recuperado 3 febrero 2017.

Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J.; Hérail, G. 2003. Deformación por flexuras en la precordillera de la región de Arica (19°25'-19°45'S): Correlaciones con la sismicidad superficial e implicancias para el alzamiento del borde occidental del Altiplano. 10° Congreso Geológico Chileno.

Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J.; Herail, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, Vol. 24, TC4001.

García, M.; Gardeweg, M.; Clavero, J.; Hérail, G. 2004. Hoja de Arica, Región de Tarapacá, Sernageomin. Carta geológica de Chile. No 84.

González de Vallejo, L; Ferrer, M; Ortuño, L; Oteo, C. 2002. Ingeniería Geológica.

Hauser, A., 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín No. 45, p. 7-29.

Hungr, O.; Leroueil, S.; Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. p 190.

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

Lara, M. 2007. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención geología. Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en quebradas San Ramón. Santiago Oriente, Región Metropolitana. Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile.

Ministerio del interior. Subsecretaría de desarrollo regional y administrativo. División de políticas y estudios, Departamento de Estudios y Evaluación. 2007. Línea de base región de Arica y Parinacota: "Diagnostico a la nueva región para visualizar sus posibilidades de cara al futuro".

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

Noticias Chilevisión. 2015. Video grabado por una pareja muestra la fuerza de un alud en Camarones. <http://www.chvnoticias.cl>. Recuperado 3 febrero 2017.

ONEMI. 2010. Alertas. <http://www.onemi.cl>. Recuperado 3 febrero 2017.

ONEMI. s.f. <http://www.onemi.cl/cat/>. Recuperado 5 marzo 2017.

Parque Nacional Lauca. 2015. <http://www.visitichile.com>. Recuperado 5 enero 2017.

Pavez, A. 2007. Los aluviones del Lluta. <http://www.estrellaarica.cl>. Recuperado 3 febrero 2017.

Pinto, L.; Hérail, G.; Sepulveda, S.A.; Krop, P. 2008. A Neogene giant landslide in Tarapacá, northern Chile: A signal of instability of the westernmost Altiplano and palaeoseismicity effects Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.

Quezada, J.; Cerda, J. L.; & Jensen, A. 2010. Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean Geology*, 37(1), 78109.

Riquelme, R.; Darrozes, J.; Maire, E.; Hérail, G.; Soula, J.C. 2008. Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a Digital Elevation Model using Black Top Hat function and Inverse Distance Weighting: implications for the Neogene climate of the Atacama Desert. *Revista Geológica de Chile* 35 (1): 105-121.

Romero, H.; Méndez, M.; Smith, P.; Mendonça, M. 2012. Enfoque ecológico-social de la variabilidad climática, extracciones de agua y demandas territoriales en las cuencas del Desierto de Atacama. *Revista Geonorte, edição especial, V.4, N.4*, p. 249 - 275.

Romero, H.; Smith, P.; Mendonça, M.; Méndez, M. 2013. Macro y Mesoclimas del Altiplano andino y Desierto de Atacama: Desafíos y estrategias de adaptación social ante su variabilidad. *Revista de Geografía Norte Grande*, 55: 19-41.

Sepúlveda, S., Rebolledo, S., McPhee, J., Lara, M., Cartes, M., Rubio, E., Silva, D., Correia, N., Vásquez, J. 2014. Catastrophic, rainfall-induced debris flows in Andean villages of Tarapacá, Atacama Desert, northern Chile. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg Landslides* 11: 481-491.

Sernageomín. 2016. Registro de principales desastres en Chile desde 1980.

Seyfried, H.; Worner, G.; Uhlig, D.; Kohler.; I. Calvo, C. 1998. Introducción a la geología y morfología de los Andes en el norte de Chile. *Chungará volumen 30, N°1* (impreso 1999). Páginas 7-39.

Strasser, M.; Schlunegger, F. 2005. Erosional processes, topographic length-scales and geomorphic evolution in arid climatic environments: the LLuta collapse, northern Chile. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2005) 94: 433–446.

USGS: EarthExplorer. 2017. <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Recuperado 7 de enero 2017.

USGS. 2008. The Landslide Handbook: A Guide to Understanding Landslides. p 4.

The World's Water 2006-2007 Tables, Pacific Institute". Worldwater.org. Recuperado 3 de diciembre 2016.

Tosdal, R.M.; Clark, A.H.; Farrar, E. 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordilera Occidental, southernmost Perú. Geological Society of America, Bulletin, Vol. 95, p. 1318-1332.

Playas de Arica, Chile. 1 mayo 2013. www.viajaconocevive.com. Recuperado 6 marzo 2017.

Anexos

A. TABLAS DE PONDERACIONES ZONA CENTRO

A.1. Ponderación factores condicionantes deslizamiento de suelo. Fuente: Lara (2007).

FACTOR		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35%
	Exposición al sol	
Geología-Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	30%
	Condiciones de humedad y saturación	
Clima y vegetación	Cobertura vegetal	10%
	Acumulación de nieve	
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	10%
Antecedentes	Deslizamientos declarados en la ladera	15%
	Deslizamientos declarados en la unidad de suelo	

A.2. Ponderación factores condicionantes deslizamiento de roca. Fuente: Lara (2007).

FACTOR		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35%
Geología-Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	35%
Clima	Acumulación de nieve	5%
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	10%
Antecedentes	Deslizamientos declarados en ladera	15%

A.3. Ponderación factores condicionantes caídas de rocas. Fuente: Lara (2007).

FACTOR		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35%
Geología-Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	35%
Clima	Acumulación de nieve	10%
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	5%
Antecedentes	Deslizamientos declarados en ladera	15%

B. TABLAS DE CALCULO INDICE DE SUSCEPTIBILIDAD ZONA CENTRO

B.1. Tabla de cálculo índice de susceptibilidad de deslizamiento de suelo.

Fuente: Lara (2007).

FACTOR	ESPECIFICACIONES (no diferencia, en esta etapa, deslizamientos superficiales y profundos)	RANGOS	%
pendientes de laderas (f ₁)	Promedio de la unidad.	15°-20°	9%
		20°-25°	15%
		25°-30°	21%
		30°-40°	26%
		>40°	30%
exposición al sol (f ₂)	Para el caso de Chile central, alta exposición: laderas mirando al mirando al N, al estar expuestas al sol durante todo el año. Parcial: laderas mirando al E-W. Baja: laderas mirando al S	alta	5%
		parcial	3%
		baja	1%
características geológicas-geotécnicas del material (f ₃)	Condiciones muy favorables para deslizamientos son, entre otros, baja densidad, baja resistencia, alta cantidad de material fino en su composición, además de la estructura y composición del suelo. La generación de material removible a partir de rocas se ve favorecido por alta meteorización y alteración.	muy favorable	20%
		favorable	14%
		medianamente favorable	10%
		poco favorable	6%
		muy poco favorable	2%
condiciones de humedad y saturación (f ₄)	Asociado a: (1) Capacidad de saturación por abajo (profundidad nivel freático) y por arriba (infiltración por precipitación). (2) Capacidad de almacenaje de agua en la estructura de suelo (asociado a presencia de niveles impermeables). Saturación y mayor almacenaje favorecen generación de deslizamientos. La relación (N.F/Espesor suelo) cercana a 0 indica condiciones muy favorables, 0,5 favorables.	muy favorable	10%
		favorable	7%
		poco favorable	3%
		sin antecedentes	2%
acumulación de nieve (f ₅)	Según estacionalidad	siempre	5%
		estacional	2%
		esporádica	1%
		nula	0%
cobertura vegetal (f ₆)	Densidad en la ladera	nula a baja	5%
		moderada	2%

		alta	0%
desestabilización artificial de laderas (f ₇)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	importante	10%
		poco importante	5%
		no observado	0%
desestabilización declarados en la unidad geomorfológica (f ₈)	Información escrita y/u observada de escarpes y superficies de deslizamiento.	presente	10%
		sin antecedentes	3%
		no observado	0%
desestabilización declarados en la unidad geológica (f ₉)	Información escrita y/u observada de escarpes y superficies de deslizamiento.	presente	5%
		sin antecedentes	2%
		no observado	0%
tipo de material (f ₁₀)	En este caso, el material roca no está en estudio, por lo tanto pondera por 0 al resto de los factores	suelo	1
		roca	0

B.2. Tabla de cálculo de índice de susceptibilidad de deslizamiento de roca.

Fuente: Lara (2007).

FACTOR	ESPECIFICACIONES	RANGOS	%
pendientes de laderas (f ₁)	Promedio de la unidad	15°-20°	11%
		20°-25°	15%
		25°-30°	20%
		30°-40°	25%
		40°-60°	30%
		>60°	35%
características geológicas-geotécnicas del material (f ₂)	Su generación se ve favorecida por el alto grado de fracturamiento, alta meteorización y presencia de agua en el macizo. Puede considerarse valores bajos de RMR (<30)-modificado según orientación de laderas- como indicativo aproximado de condiciones muy favorables para generación deslizamientos	muy favorable	35%
		favorable	28%
		medianamente favorable	18%
		poco favorable	11%
		muy poco favorable	4%
acumulación de nieve (f ₃)	Según estacionalidad	siempre	5%
		estacional	2%
		esporádica	1%
		nula	0%
desestabilización artificial de laderas (f ₄)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	importante	10%
		poco importante	5%
		no observado	0%

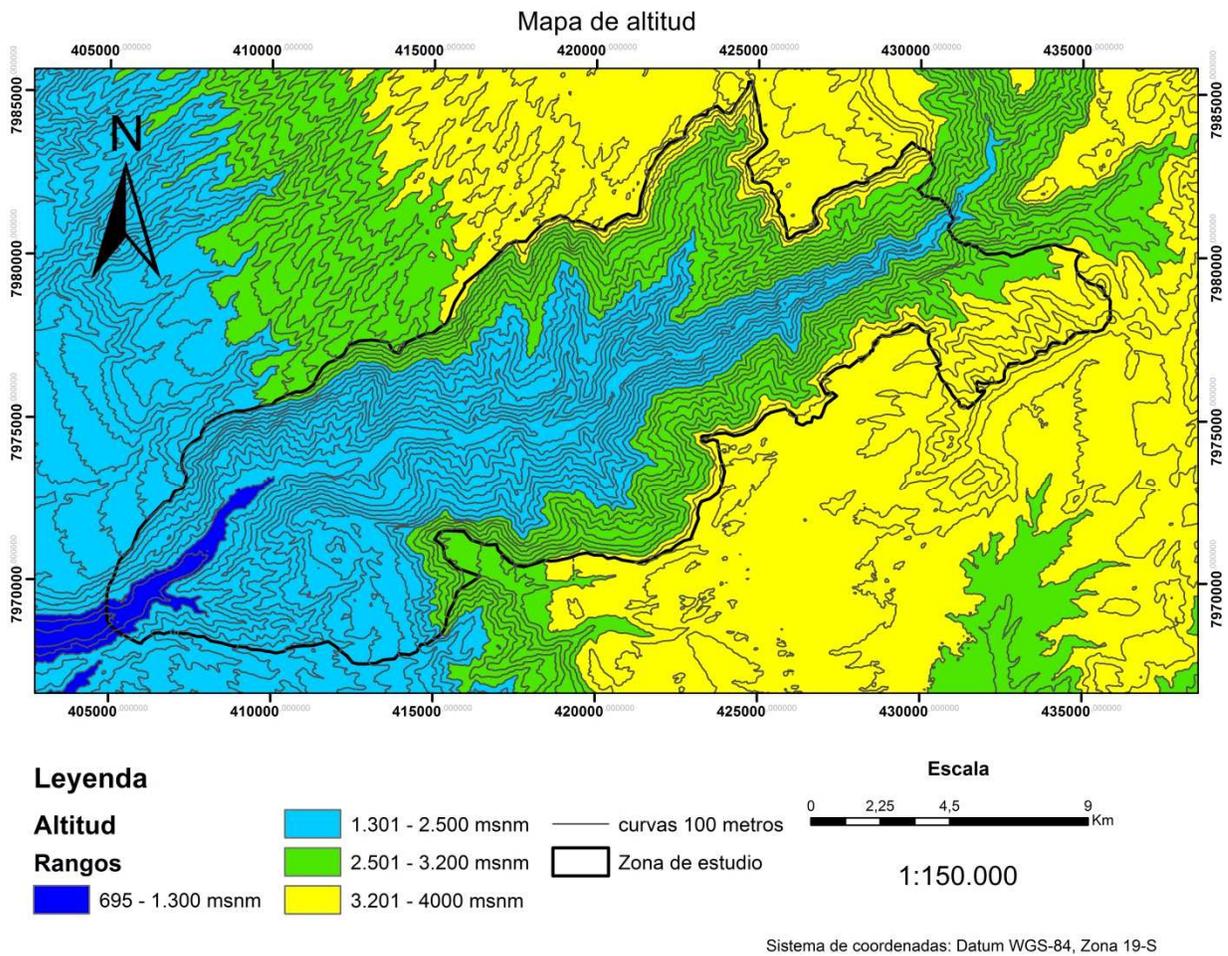
Deslizamientos declarados en la ladera (f ₅)	Información escrita y/u observación en terreno de superficies de deslizamiento	presente	15%
		Sin antecedentes	5%
		no observado	0%
Tipo de material (f ₆)	En este caso, el material suelo no está en estudio, por lo tanto pondera por 0 al resto de los factores	suelo	0
		roca	1

B.3. Tabla de cálculo de índice de susceptibilidad de caídas de roca. Fuente: Lara (2007).

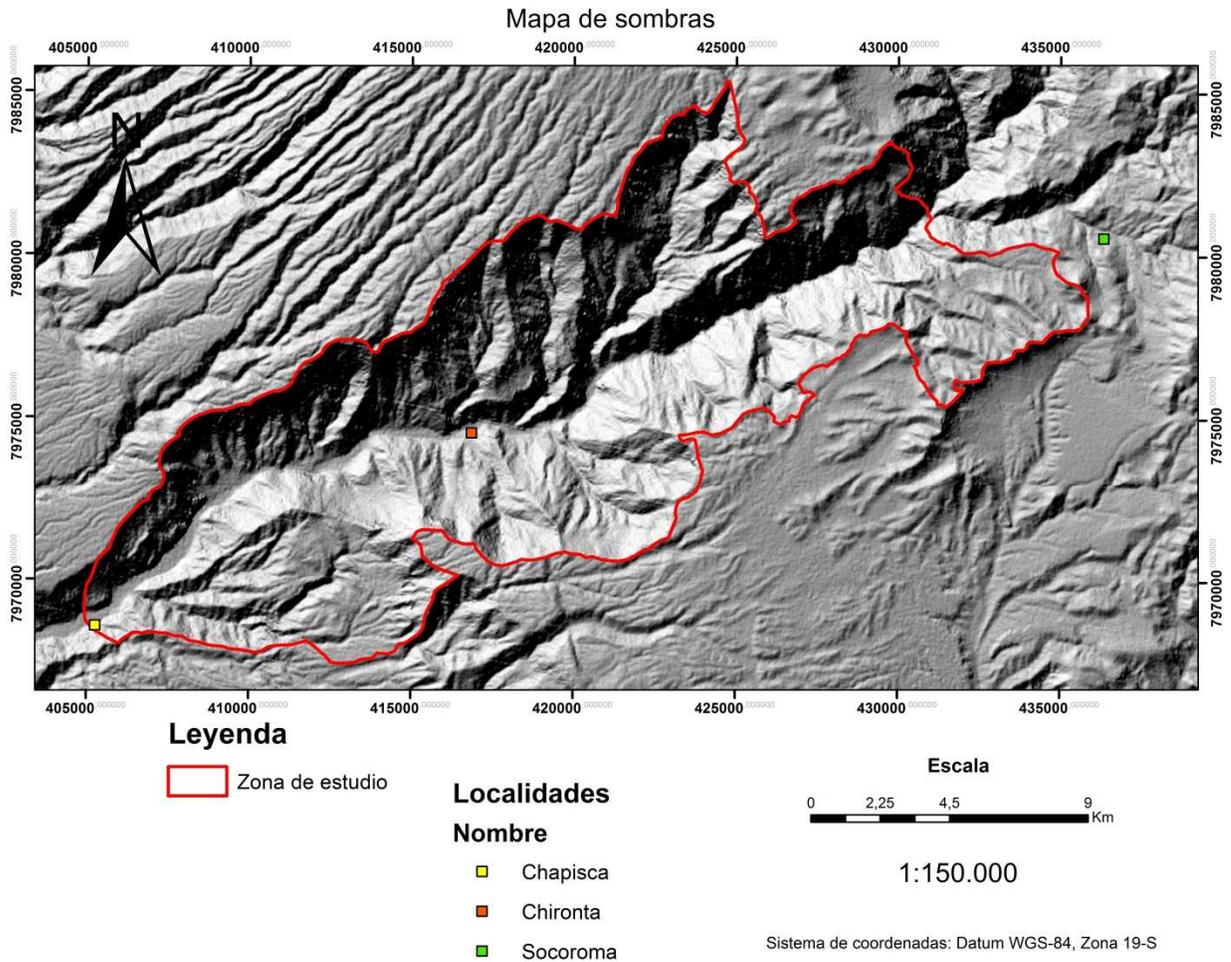
FACTOR	ESPECIFICACIONES	RANGOS	%
pendientes de laderas (f ₁)	Promedio de la ladera	15°-20°	4%
		20°-25°	10%
		25°-30°	18%
		30°-40°	25%
		40°-60°	32%
		>60°	35%
características geológicas-geotécnicas del material (f ₂)	Será más favorable a medida que presente estructuras subverticales en el macizo, alta frecuencia de fracturas y orientación de fracturas en el sentido de la ladera; presencia de bloques removibles en superficie.	muy favorable	35%
		favorable	24%
		medianamente favorable	15%
		poco favorable	9%
		muy poco favorable	3%
acumulación de nieve (f ₃)	Asociado a procesos de hielo/deshielo que contribuyen en las caídas de roca debido a la generación de esfuerzos en tracción de la roca	Siempre	10%
		Estacional	4%
		Esporádica	2%
		nula	0%
desestabilización artificial de laderas (f ₄)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	importante	5%
		poco importante	3%
		no observado	0%
caídas de roca declaradas en la ladera (f ₅)	Presencia de bloques caídos.	presente	15%
		no observado	0%
Tipo de material (f ₆)	En este caso, el material suelo no está en estudio, por lo tanto pondera por 0 al resto de los factores	suelo	0
		roca	1

C. FIGURAS Y MAPAS

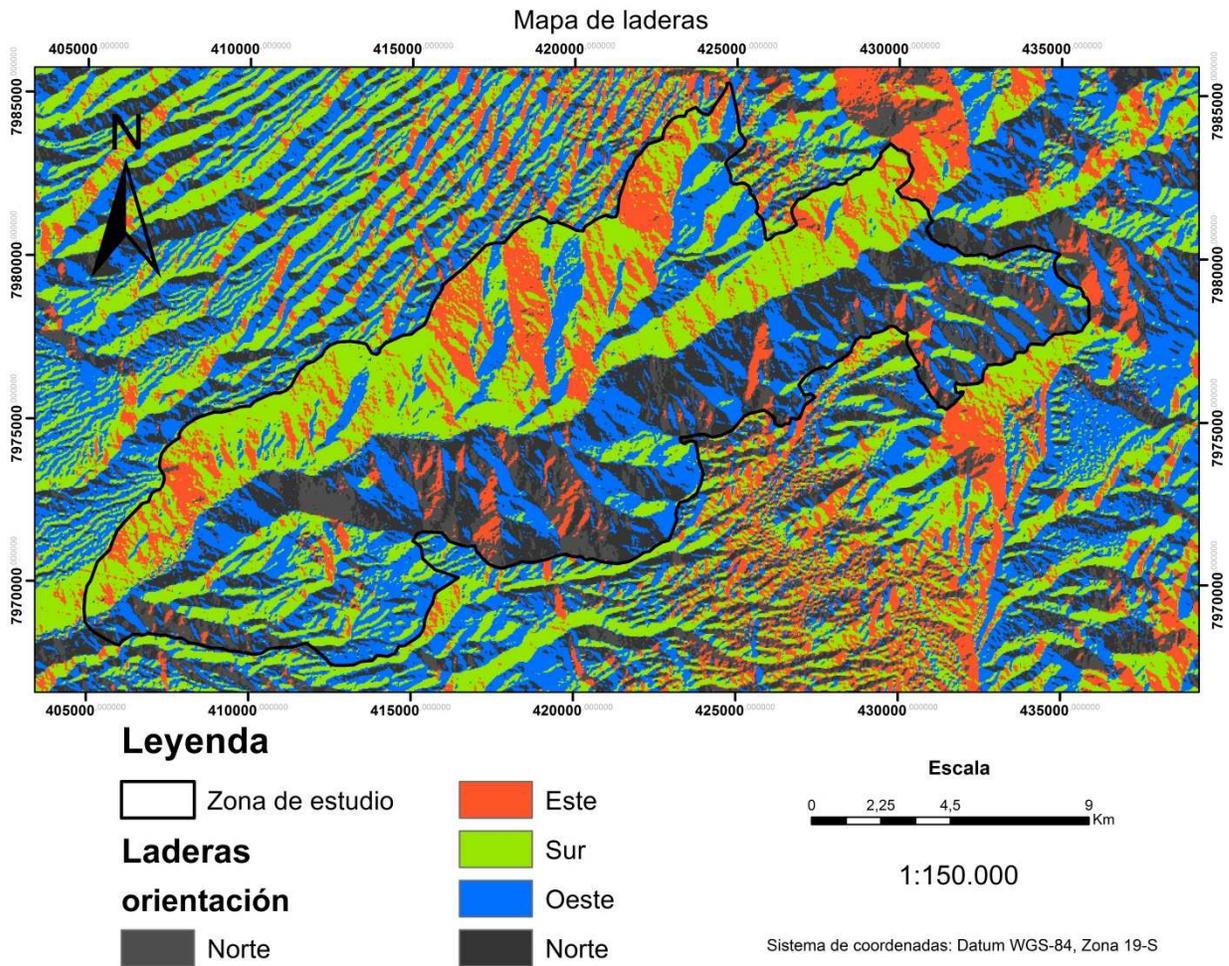
C.1. Mapa de altitud (msnm). Fuente: Elaboración propia.



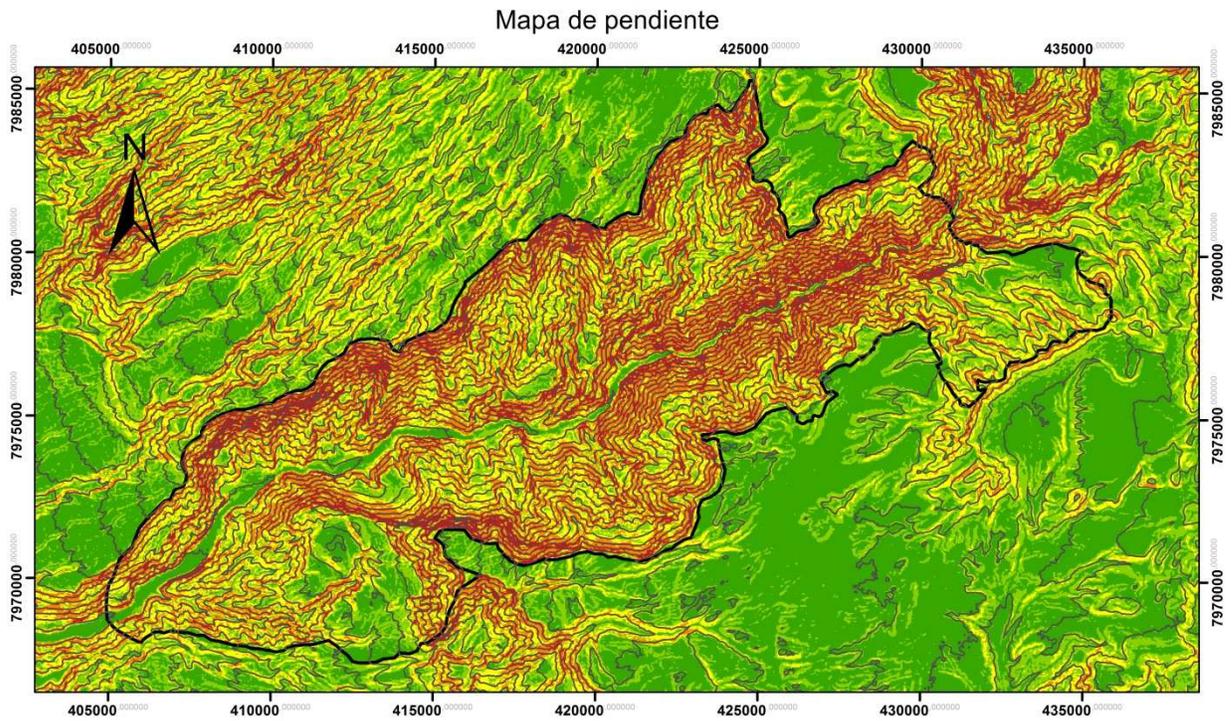
C.2. Mapa de sombras. Fuente: Elaboración propia.



C.3. Mapa de laderas. Fuente: Elaboración propia.



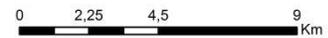
C.4. Mapa de pendientes. Fuente: Elaboración propia.



Leyenda

 Zona de estudio	Pendiente	 21° - 30°
 curvas 100 metros	Rangos	 31° - 40°
		 41° - 90°
		 0° - 10°
		 11° - 20°

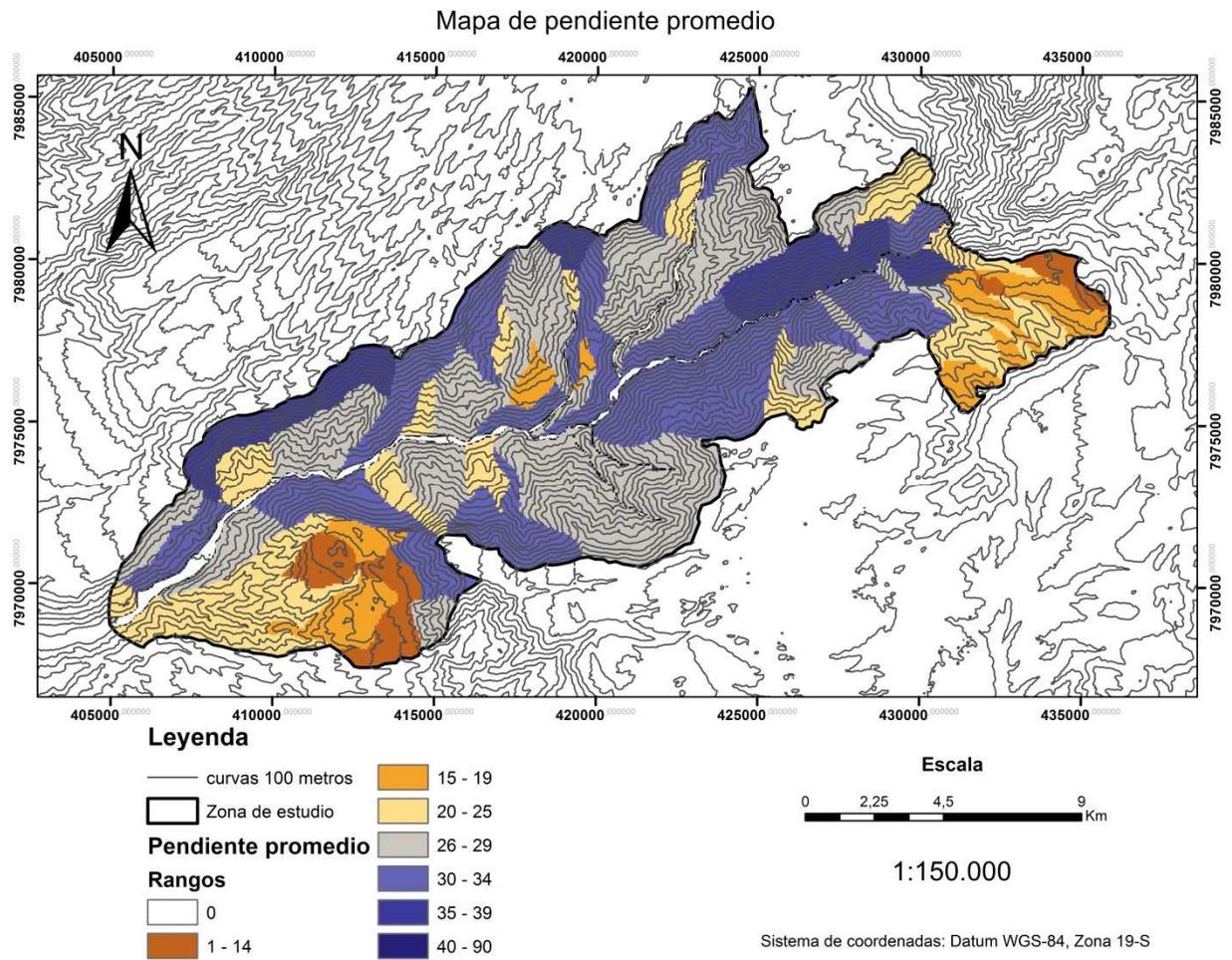
Escala



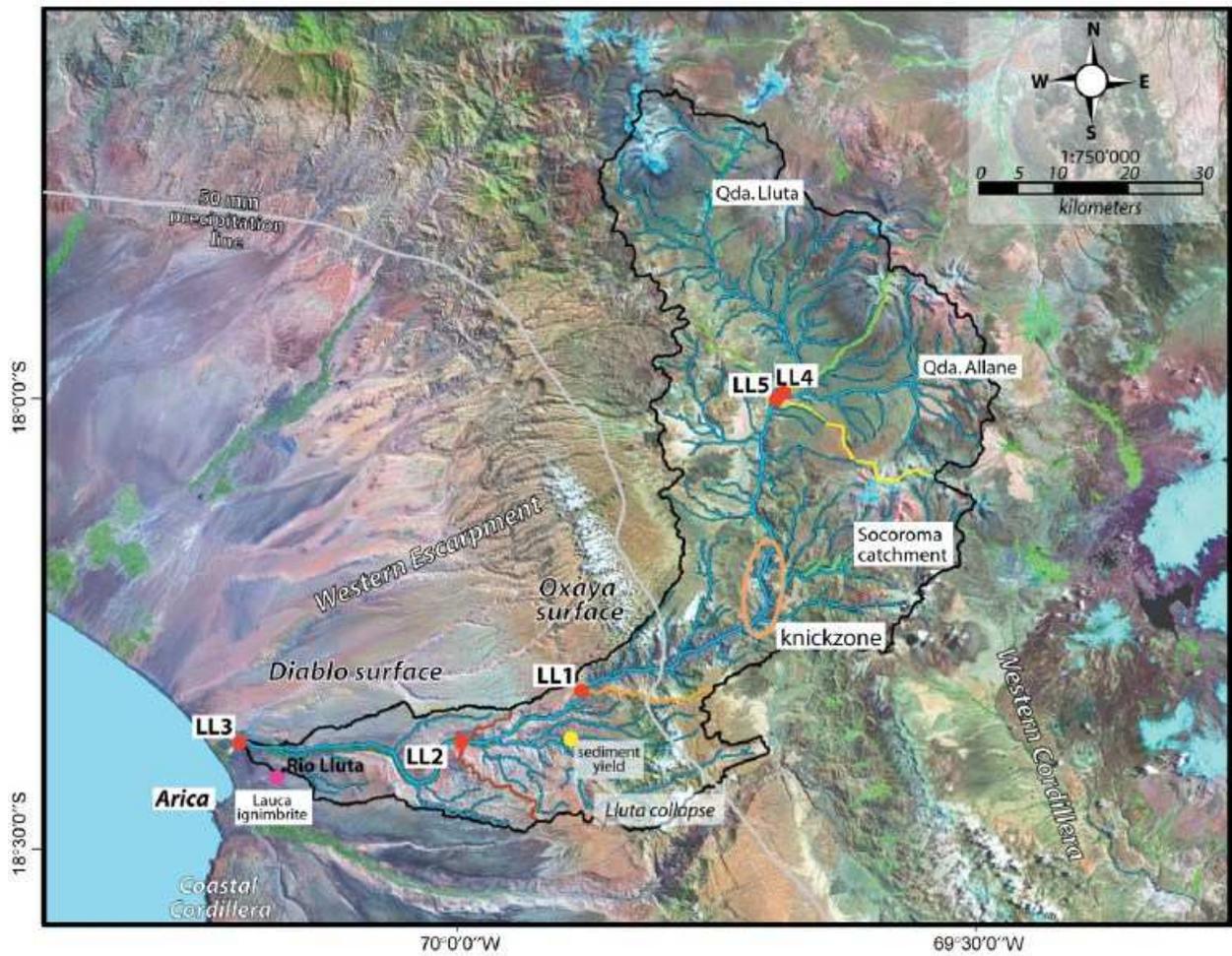
1:150.000

Sistema de coordenadas: Datum WGS-84, Zona 19-S

C.5. Mapa de pendiente promedio por unidad geomorfológica. Fuente: Elaboración propia.



C.6. Mapa de traza de río Lluta. Fuente: Kober et al 2009.



Notar que en la zona de "Knickzone" cambia la dirección de la traza del río Lluta

D. FOTOGRAFIAS DE TERRENO

D.1. Fotos estructuras. Fuente: Elaboración propia.





D.2. Fotos geología. Fuente: Elaboración propia.







D.3. Fotos deslizamientos declarados. Fuente: Elaboración propia.





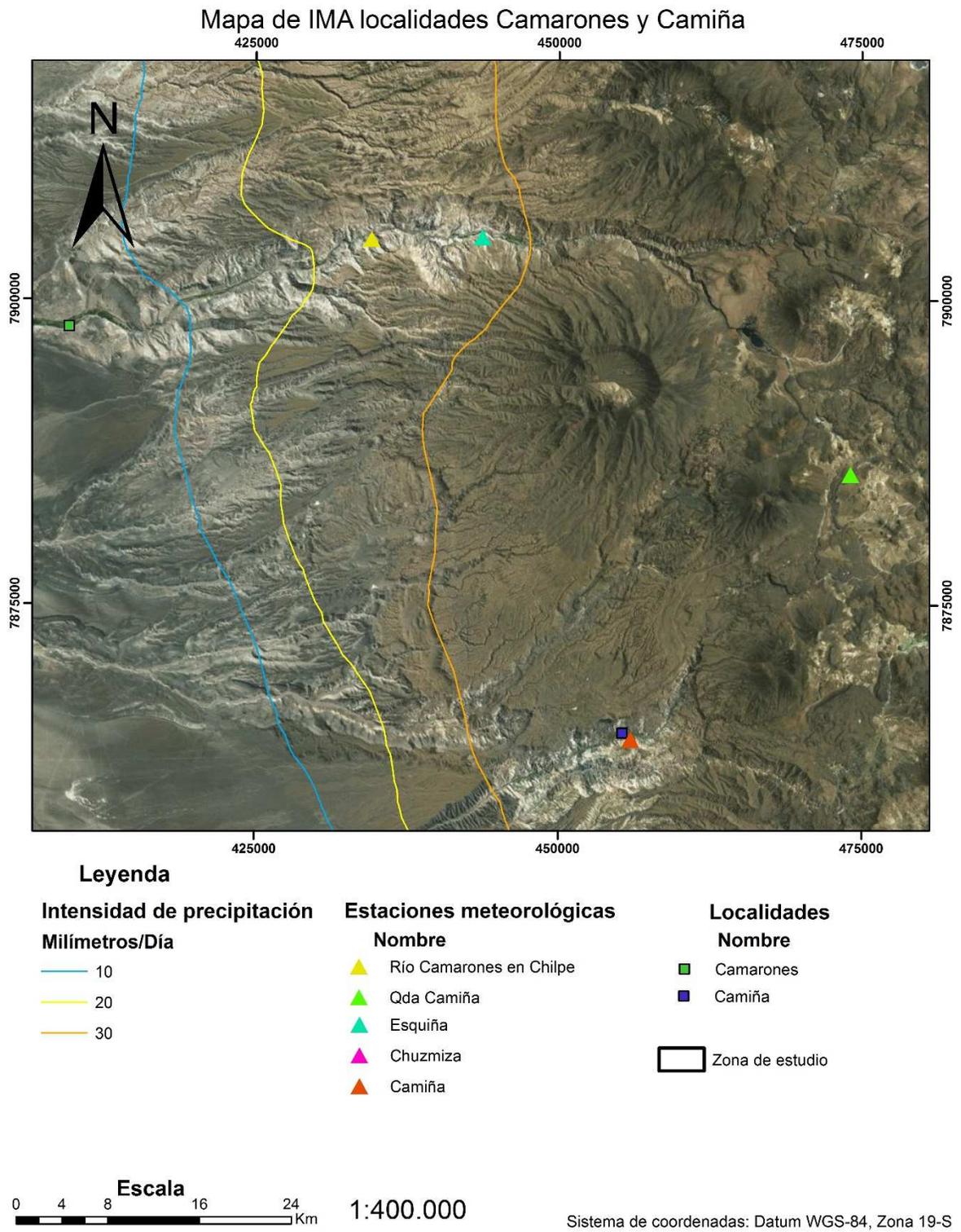


D.4. Fotos paisaje. Fuente: Elaboración propia.

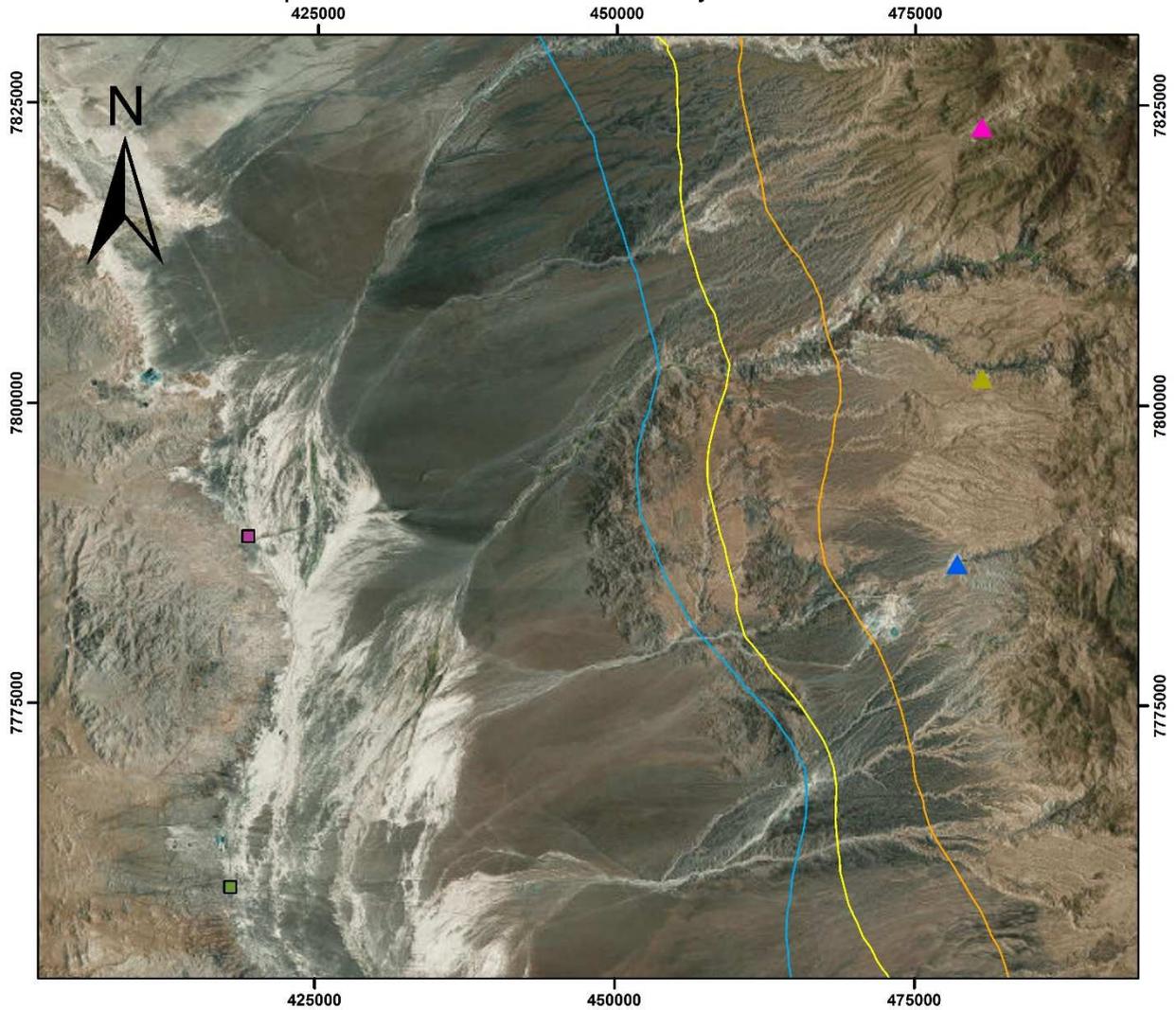




E. Mapas de igual intensidad de precipitación. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA.



Mapa de IMA localidades Huara y Pozo Almonte



Leyenda

Intensidad de precipitación Milímetros/Día

- 10
- 20
- 30

Estaciones meteorológicas

Nombre

- ▲ Poroma
- ▲ Parca
- ▲ Chuzmiza

Localidades

Nombre

- Huara
- Pozo Almonte
- Zona de estudio

Escala



1:500.000

Sistema de coordenadas: Datum WGS-84, Zona 19-S

F. Puntajes de susceptibilidad detallados

F.1. Deslizamiento de suelo

- Para f1, se tiene que si la pendiente promedio de la unidad es menor que el último rango (menor a 10°), se usa el porcentaje del último rango como puntaje de pendiente para la unidad (3%), para los demás rangos se utiliza el mapa de pendiente promedio (Anexo C.5).
- Para f2 se asigna de la siguiente manera: 1% para las unidades que drenan al río Lluta, 5% para las unidades que drenan a quebradas cuya pendiente esta entre 5-10° y 10% para unidades que drenan a quebradas que tienen más de 10° de pendiente, por lo general, estas unidades se encuentran en las cabeceras del valle, dado que las quebradas se hacen más empinadas en dicha zona.
- Para f3 se asigna 4% a las unidades que drenan al río Lluta en su zona más ancha, observada en el extremo occidental del valle. Por otro lado, se asigna 7% todas las unidades que drenan a las quebradas de la zona de estudio, así como también, a las que drenan a la parte más angosta del río Lluta, en la zona más oriental del valle.
- Para f4 se asigna un puntaje de 3% para laderas mirando al norte, 2% para laderas mirando tanto al E, como al W y 0% para laderas mirando al S.
- f5 se describe en detalle más adelante.
- Para f6, dado los niveles freáticos, y la importancia de la escorrentía superficial por sobre la infiltración en la cuenca, se asume que este factor es poco favorable, es decir, se asigna un puntaje de 3%, mientras que en la unidad de río se asume favorable (7%), dado el nivel freático.

Estos puntajes por unidad se asignan dado que, para la geología de la zona de estudio, se tiene que la permeabilidad varía entre baja y media, en las zonas donde abundan los depósitos Coluviales y de Avalancha del Lluta (depósitos no consolidados, mal seleccionados, con matriz de arena a limos), mientras que para las unidades que presenten depósitos de Remociones en masa del Plioceno-Cuaternario y Fluviales del Pleistoceno, la permeabilidad, por lo general, es baja (clastosoportados, clastos de tamaño métricos, mala selección con matriz arenosa limosa).

Por último, con respecto al nivel freático, se asume que este es mayor a 2 metros en todas las unidades salvo en la unidad de río.

- Para f7, se asume nula a baja para toda la zona (5%), dada la escasa vegetación observada en terreno (Anexo D).
- Con respecto a f8 y f9, se asumen como no observado (0%).
- Para f10, se asume como históricos frecuentes (10%), dada la cantidad de pequeños deslizamientos observados en terreno (Anexo D.2), además de la frecuencia observada mediante la recopilación de antecedentes.
- Para f11 se asume siempre 1 para todas las unidades.

Con respecto a f5, se tiene la siguiente asignación de puntajes:

- Medianamente favorable (14%): Polígonos en los cuales predominan los depósitos de Remociones en Masa del Pleistoceno-Cuaternario (PIQr de ahora en adelante) y coluviales (Qc de ahora en adelante) con presencia de afloramientos rocosos, los cuales le confieren el aspecto poco suave a la unidad. Se asume que en estas unidades hay una menor cantidad de suelo residual coluvial y mayor cantidad de roca como indica la geología. Además, estas unidades presentan un aspecto más “rocoso” por lo que se asume una mayor cantidad de roca que de suelo residual en congruencia con lo expuesto por la geología.
- Favorable (20%): Polígonos en los cuales las litologías predominantes corresponden a los depósitos de Avalancha del Lluta (Msrl de ahora en adelante), Fluviales del Plioceno (Plf de ahora en adelante) y de la Unidad de Remanentes Volcanicos del Mioceno inferior (Miv de ahora en adelante), con pocos depósitos de Qc y PIQr. Presentan un aspecto suave (donde predomina Miv, Msrl y Plf) y menos suave donde predominan Qc, PIQr con las distintas litologías rocosas que acompañan a la unidad. En estas unidades se asume que predomina una capa de suelo residual de mayor espesor, por sobre la unidad de roca. Por otro lado, el aspecto de estas unidades es rocoso, pero en menor medida comparado con los asignados a la categoría de medianamente favorable.

Con respecto a las unidades de volcanes y remanentes volcánicos del Mioceno Inferior (Miv de ahora en adelante), ubicadas en las cabeceras de las quebradas más orientales de la zona de estudio, el aspecto de estas, observadas mediante las imágenes satelitales, muestra unidades sumamente lisas y poco rocosas. Esta característica observada mediante estas imágenes se contradice con la litología, puesto que las unidades de lavas por lo general presentan un aspecto más rocoso, similar al aspecto de las unidades que presentan afloramientos del intrusivo Lluta. Dado lo anteriormente mencionado, se considera que estas unidades presentan un suelo residual de considerable espesor capaz de deslizarse (debido al aspecto “suave” observado en las imágenes satelitales), no obstante, como la litología es del tipo volcánica, no se asume un espesor crítico tal que pueda ser considerado muy favorable.

- Muy Favorable (30%): Se asignan a las unidades geomorfológicas que presentan, principalmente, litología de Msrl y Plf, lo que da a entender que la unidad presenta un espesor crítico de suelo suficiente como para generar deslizamientos importantes. Para estos depósitos, además, la permeabilidad se asume media-baja, con presencia de finos en los niveles superficiales. El aspecto de estas unidades es de carácter sumamente suave.

F.2. Deslizamiento de roca

- Para f1 se utiliza el “*raster*” de pendiente promedio (Anexo C.5). Si la pendiente promedio de la unidad es menor que el último rango (menor a 15°), se usa el porcentaje del último rango como puntaje de pendiente para la unidad (11%).
- f2 se describe en mayor detalle más adelante.
- Para f3 se pone un puntaje de 0%, es decir, no observado, para todos los polígonos.
- Con respecto a f4 se asume que estos se encuentran presentes (15%) en las unidades de Intrusivos Lluta, en las formaciones Livilcar, Oxaya y en las laderas aledañas al río donde la cubierta coluvial/aluvial (PIQr, Qc) es ligera y cubre las superficies deslizamiento (Anexo D.3). Se asume no observado (0%) en las unidades geomorfológicas que presentan Msrl y Plf como litología característica, por ser unidades exclusivas de depósitos con suelo residual grueso. Lo mismo se asume para las unidades de Miv dado la suavidad que se aprecia en la imagen satelital lo que da a entender que la unidad presenta un espesor de suelo considerable.
- Para f5 se asume 1, dado que siempre hay roca en cada unidad geomorfológica capaz de deslizar, a pesar de haber una cantidad de suelo residual (Figura 6.1). Por otro lado, se asume 0 para las unidades de ríos y quebradas.

Con respecto a f2 se tiene la siguiente asignación de puntajes:

- Medianamente favorable (25%): Se asigna a las unidades que se caracterizan por presentar depósitos de Msrl y Plf como litología predominante, así como también, de acuerdo a la Figura 2.11, existe una menor presencia de estructuras principales. Por otro lado, estas presentan un aspecto suave y poco rocoso, lo que da a entender que el suelo residual debe tener un mayor espesor que el suelo residual coluvial.
- Favorable (32%): En unidades geomorfológicas donde predomina las litologías de Miv y Oxaya, con menor presencia de depósitos de Msrl y Plf. Aspecto menos suave en comparación al anterior, no obstante, el aspecto poco rocoso sugiere un suelo residual considerable, aunque menor que los asumidos para el caso anterior.

- Muy favorable (40%): Unidades donde predominan los afloramientos del Intrusivo Lluta, formaciones Livilcar, Oxaya con presencia de depósitos de Qc y PIQr y nula presencia de depósitos de Msrl y Plf. Aspecto rocoso. En estos, las unidades se encuentran sumamente fracturadas formando diversos set de estructuras que favorecen los deslizamientos planos, cuña y Toppling (Anexos D.3). Suelo residual de poco espesor permitiendo la infiltración de agua en las fracturas de la roca.

F.3. Caída de rocas

- Para f1 se utiliza el “*raster*” de pendiente promedio (Anexo C.5). Si la pendiente promedio de la unidad es menor que el último rango (menor a 15°), se usa el porcentaje del último rango como puntaje de pendiente para la unidad (4%).
- f2 se describe en mayor detalle más adelante.
- Para f3 se pone un puntaje de 0%, es decir, no observado, para todos los polígonos.
- Con respecto a f4 se asume siempre presente (20%) en la mayoría de las unidades. Existen 2 excepciones para este criterio, el primero corresponde las unidades de quebradas y ríos, las cuales no están en estudio. En segundo lugar tiene relación con las unidades del extremo occidental de la zona de estudio, donde la geología predominante es Msrl y Plf, en las cuales, usando el criterio de aspecto antes mencionado, las imágenes satelitales muestran un aspecto mucho más “suave” que “rocoso”. En ellas, apenas se logran observar bloques caídos, por lo que se asume que estos no están presentes (0%) La excepción a estas unidades de aspecto suave corresponden a las que presentan el tipo de litología correspondiente a la formación Oxaya y parte del Intrusivo Lluta, las cuales, por presentar dicho tipo de litología se asumen que presentan bloques caídos.
- Para f5 se asume 1, dado que siempre hay roca en cada unidad geomorfológica capaz de deslizarse, a pesar de haber una cantidad de suelo residual (Figura 4.13). Por otro lado, se asume 0 para las unidades de ríos y quebradas.

Con respecto a f2 se tiene la siguiente asignación de puntajes:

- Medianamente favorable (20%): Se asigna a las unidades geomorfológicas que presentan una litología correspondiente a los depósitos Msrl y Plf (extremo occidental de la zona de estudio), donde además las estructuras principales son más escasas y el aspecto de la unidad es más “suave”, por lo que se asume que hay una mayor presencia de suelo y una menor presencia de bloques removibles.

- Favorable (30%): Corresponden a las unidades geomorfológicas donde predomina las litologías de Miv y Formación Oxaya, con menor presencia de depósitos de Msrl y Plf (poca presencia de PIQr y Qc). Aspecto un poco más rocoso. Con respecto a Miv, se asigna este puntaje dado que son lavas andesíticas fácilmente fracturables, y que además se encuentran en una zona de alta montaña y abundantes estructuras, no obstante, el aspecto “suave”, similar al aspecto de las unidades asignadas para la categoría de medianamente favorable, impone una disyuntiva a la hora de asignar el puntaje, sin embargo, se optó por dejar estas unidades como favorable favoreciendo el criterio geológico por sobre el observacional.
- Muy favorable (40%): Corresponden a las unidades de aspecto muy rocoso, cercano a las estructuras principales, donde predomina las litologías de intrusivo Lluta, Formación Oxaya y Formación Livilcar con presencia de depósitos PIQr, Qc, y nula presencia de depósitos de Msrl y Plf. Estas unidades, como se puede ver en el Anexo D, presentan abundante cantidad de bloques caídos, lo que se correlaciona con el aspecto rocoso de la unidad. No obstante, con respecto las unidades alejadas del río, ubicadas en las cabeceras de las quebradas principales, y que además presentan similar geología, no se tiene registro fotográfico, por lo tanto, usando el criterio observacional, se asume que estas unidades presentan las mismas características geotécnicas que las ubicadas en las laderas aledañas al río.

G. Antecedentes detallados de remociones en masa y aluviones

Con respecto a los antecedentes de remociones en masa se puede decir que el grueso de los datos del presente catastro proviene de artículos noticiosos dado que muchos de los eventos no se encuentran registrados en los organismos estatales tales como el Sernageomín (con la excepción de un pequeño catastro) o la Onemi.

Sin embargo, a pesar de lo expuesto en el párrafo anterior, se pudieron 2 antecedentes formales, el primero de estos corresponde al evento de remociones en masa de marzo del 2012 en Camiña (Sepúlveda *et al*, 2014), mientras que el segundo de estos corresponde a un catastro realizado por el Sernageomín en el año 2016, el cual muestra todos los eventos de remociones en masa acontecidos en el país. A continuación, se presentan los eventos registrados para la región de Arica y Parinacota.

- 23 febrero 2016, corte carretera CH-11 (Km 130) por precipitaciones.
- 23 de junio 2001, flujo de detrito Río Chislluma
- 6 febrero 2006, deslizamiento de suelo en el sector de sora, comuna de Arica, muerte 1 persona y destrucción de una vivienda.
- 20 febrero 2012, desborde Quebrada Escritos, desplazamientos minas antipersonales.

Por otro lado, la Onemi presenta un registro de alertas tempranas a partir del año 2011, las cuales se definen como “un estado de vigilancia y atención, mediante el monitoreo preciso y riguroso de las condiciones de riesgo advertidas, como también de una probable amenaza en curso, y las respectivas condiciones de vulnerabilidad asociadas a esa amenaza, para actuar oportunamente, tanto para controlar la ocurrencia, como en caso de derivar en un evento mayor” (<http://www.onemi.cl/cat/>, febrero 2017). En este caso, dado alertas tempranas de precipitaciones, se tiene que estas pueden llegar a generar eventos de mayor envergadura relacionadas, tanto a crecidas de ríos, como a remociones en masa.

Dado este sistema, se tiene un buen registro de eventos meteorológicos, potencialmente peligrosos, que pueden haber ocasionado remociones en masa, incluso, en algunos casos, se tiene un monitoreo detallado de los estragos causados por dichos eventos y, por consiguiente, mayor detalle sobre posibles eventos de remoción en masa acontecidos en la zona (<http://www.onemi.cl>, febrero 2017).

De acuerdo a lo mencionado anteriormente se tienen los siguientes eventos meteorológicos registrados por la Onemi:

- 2012: Se tienen los siguientes periodos donde la alerta temprana se encontraba vigente: 4 a 13 de enero, 6 febrero a 27 marzo (regional), 12 marzo a 27 de marzo (provincia de Arica). Con respecto a estos eventos, solo se registra que el día 21 febrero ocurrió un desplazamiento de minas antipersonales debido a crecidas de ríos sin dar mayor detalle.
- 2013: Se tienen los siguientes periodos donde la alerta temprana se encontraba vigente: 7 a 10 enero, 6 a 27 de febrero y 11 a 15 marzo. No obstante, solo en el periodo del 6 al 27 de febrero se registraron eventos importantes, en particular, los días 9 y 10 febrero, originando emergencias desde la región de Arica y Parinacota hasta la de Atacama. La región más afectada corresponde a la de Antofagasta debido a diversos aluviones gatillados por las precipitaciones. Estos dejaron 5 viviendas destruidas, 41 con daño mayor no habitable y 91 con daño menor, además de un total de 432 afectados y 156 damnificados. La otra región más afectada es la de Tarapacá, en particular las comunas de Huara, Camiña y Pozo Almonte. Por último, la región de Arica y Parinacota no registra afectados ni eventos aluvionales producto de este fenómeno.
- 2016: Se declara alerta temprana del 9 al 24 de febrero, la cual se convierte en alerta amarilla durante los días 24 de febrero al 14 de marzo. A continuación se presentan los siguientes registros del monitoreo de los estragos causados por el sistema frontal: 24 de febrero, interrupciones conectividad en Putre y Camarones (Precordillera), producto de arrastre de sedimentos. 26 de febrero, ruta CH-11 cortada por socavones en varios tramos, localidades de Putre, Belén, Arancha y Ticnamar presentan cortes de agua y personas aisladas. 27 de febrero, rutas habilitadas para vehículos de tracción 4 ruedas, permanece cortado el suministro de agua potable. Con respecto a los estragos de este fenómeno en la región de Tarapacá, se tiene gran cantidad de gente aislada en la comuna de Huara y Pozo Almonte, 220 aislados y 51 respectivamente. 28 de febrero, complementando el reporte del día anterior, se agrega 1 vivienda destruida y 5 con daños en cobija, 10 personas aisladas en Tulapalca por corte de camino entre dicha localidad y camarones.

Finalmente, con respecto al registro noticioso, se tiene el siguiente recuento bibliográfico, el cual, en algunos casos, se complementa con los mencionados por el Sernageomín y por la Onemi en sus informes.

- Gran inundación de febrero del año 2001 en el río Lluta, debido a intensas lluvias en la meseta del Huaylas a más de 4.000 metros de altura, y que se descargan a la corriente del río Lluta, entre Alcerreca y Vinto. A la corriente principal del río debemos agregar las avalanchas de barro que acontecen en Tiñare, Milluni, Arancha, Iqueta, Vinto, Vilacollo, Palmani y Chironta, que descargan inmensas masas de sedimentos ocasionando represamientos al cauce principal, con desembalses posteriores de gran peligro (<http://www.onemi.cl>, febrero 2017).

- Minas antipersonales desplazadas por inundaciones el año 2012 (<http://www.24horas.cl>, febrero 2017)
- Aluvión de roca y barro en la comuna de Camarones, 26 de marzo del 2015 (<http://www.chvnoticias.cl>, febrero 2017).
- Intensas precipitaciones han dejado 15 personas albergadas y 268 aisladas, debido a las lluvias y aludes causados por el Invierno Altiplánico. Las mayores dificultades se concentraban en las comunas de Huara y Pozo Almonte. 26 y 27 de febrero 2016 (<http://www.emol.com>, febrero 2017).
- Desborde río San José (Azapa), 26 de febrero 2016, causo socavones y caídas de rocas en la ruta CH-11, el más importante en el km 130, generando además deslizamientos de tierra impidiendo el tránsito vehicular (<http://www.emol.com>, febrero 2017).

H. Criterios de subdivisión de polígonos de susceptibilidad

- Mediante el modelo de elevación digital o DEM (Anexo C.1), y usando las herramientas de “*ArcToolbox*” de ArcGis, se crea el “*raster hillshade*”.
- Usar el “*hillshade*” (Anexo C.2) para delimitar cuenca de estudio entre Socoroma y Chapisca
- Usando la línea del río como referencia, separar la zona de estudio en 3 unidades, ladera norte, ladera sur y unidad del río Lluta.
- Separar unidad del río en 2 unidades, dado que una parte del río es más encajonada que la otra.
- Para cada unidad de ladera, separar usando criterio de quebradas principales, mediante el raster “*hillshade*”.
- Si la quebrada es importante, delimitar unidad de quebrada.
- Mediante el raster “*hillshade*”, encontrar y delimitar las cuchillas asociadas a las quebradas principales, de esta forma, se obtienen las subcuencas características para cada gran unidad de ladera.
- Posteriormente, para cada sub-cuenca, separar laderas siguiendo la línea de las quebradas secundarias.
- Luego, mediante el mapa de laderas (Anexo C.3), separar laderas que tengan distintas orientaciones en cada una de las sub-cuencas.
- Finalmente, usar mapa de pendientes (Anexo C.4), para separar cada unidad de ladera restante en zonas de baja y altas pendientes.