



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

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE MEGADESLIZAMIENTOS ENTRE LAS
QUEBRADAS CAMARONES Y TILIVICHE, REGIÓN DE TARAPACÁ

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

VALESKA FRANCISCA FARÍAS SARMIENTO

PROFESOR GUÍA:

SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARISOL LARA CASTILLO

SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE

NOVIEMBRE 2012

Resumen

La morfología de la Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá, se encuentra caracterizada por la presencia de deslizamientos de volumen mayor a 10^6 m^3 , es decir megadeslizamientos. En la zona de estudio, localizada entre las Quebradas Camarones y Tiliviche, se identificaron una gran cantidad de remociones en masa de este tipo, para las cuales se interpretó su relación con el sistema geomorfológico, climático, sísmico y estructural, con la finalidad de caracterizar su génesis.

En este sector del norte de Chile existen tasas de denudación de 0,1 a 1 m por millón de años, que comenzaron con el desarrollo de la hiperaridez del Desierto hace aproximadamente 14 Ma atrás; mientras que la incisión de los valles de la Precordillera se produce a una tasa de $\sim 60 \text{ m}$ por Ma. Esta particularidad promueve la formación de profundas quebradas del orden de 700 m de profundidad, que albergan y permiten el desarrollo de los megadeslizamientos y su preservación como características del paisaje de la Región de Tarapacá.

El mapa de remociones en masa realizado reveló que los *slumps* se encuentran desde lo alto de la Precordillera hasta la zona más al oeste de la Depresión Central, mientras que los deslizamientos en bloque y avalanchas son de mayor magnitud y se concentran en el sector más oriental de la Precordillera.

Se construyeron tablas con la morfometría y tipificación de las remociones en masa, que fueron utilizadas para establecer algunas comparaciones. En un total de 108 deslizamientos rotacionales (*slumps*), 8 deslizamientos traslacionales en bloque, 17 avalanchas y 2 deslizamientos compuestos, se encontró una relación inversa decreciente entre el ángulo de viaje y el volumen, siendo esta más suave para los deslizamientos traslacionales. Así los *slumps* tienen ángulos de viaje entre 5 y 25° y son de volumen menor a 3 km^3 , las avalanchas entre 5 y 15° y volumen entre $0,5 \text{ km}^3$ y más de 2 km^3 ; y por último los deslizamientos en bloque tienen una variedad más amplia de ángulos de viaje y volumen, superando incluso los 6 km^3 . Por otro lado el *runout* promedio fue cercano a 4 km para los deslizamientos traslacionales, mayor a 3 km para avalanchas y menor a 2 km para *slumps*.

El conjunto de factores que influyen sobre la morfología, condiciones geotécnicas, y por ende de equilibrio de las pendientes, favorece la génesis de remociones en masa. Sin embargo estas condiciones no habrían sido suficientes para producir los deslizamientos, por lo que la sismicidad, necesariamente, corresponde a un factor detonante, ya sea como sismos discretos o como enjambres sísmicos.

Dado que existió un nivel freático somero al menos durante el Mioceno hasta el Plioceno temprano, manifestado por la morfología de las quebradas, atribuible a *groundwater-sapping*, fue posible concluir que los deslizamientos fueron gatillados por aceleraciones sísmicas del orden de 0,8 g, probablemente asociadas a una fuente cortical como podría ser la Flexura de Moquella.

A mis padres,

A Tomás y nuestr@ chiquitit@

Agradecimientos

Quiero agradecer al Proyecto de cartografía de la Hoja Camiña 1:100.000, Región de Tarapacá, a cargo de la Dra. Luisa Pinto, enmarcado en el Plan Nacional de Geología del Servicio Nacional de Geología y Minería, el cual financió parcialmente este trabajo.

Agradezco también a mi profesor guía Sergio Sepúlveda por su constante apoyo, paciencia y por estar siempre muy dispuesto a responder mis dudas y ayudarme a mejorar este trabajo. Además le doy las gracias a mis otros profesores, Marisol Lara, por su buena voluntad y disposición, y a Sofía Rebolledo por sus consejos, palabras y ayuda.

Además agradezco a Marcelo Farías por su buena disposición y gran aporte que me ayudaron a aclarar las ideas para poder concretar un aspecto de este trabajo, del mismo modo agradezco a Diana Comte.

No me olvido de la gran compañía en parte importante de mi terreno Freddy Yugsi, Paolo Frattini, Reginald Hermanns, John Dehls, Federico Agliardi y Giovanni Battista. Y tampoco de mis compañeros Irene Del Real, Pablo Bobadilla, Sebastián Herrera y Moyra Montes.

A Blanca, por ser tan jugada, por su compañía, buena onda, apoyo y complicidad, además por ayudarnos tanto a los memoristas, para que estemos en las mejores condiciones. Además agradezco a María Rosa, por facilitarnos la vida durante los primeros momentos de mi paso por Geología.

A mis compañeros que pasaron o están aún en la súper sala de memoristas Mary, Cata, Fran, Cartero, Pablito, Palmera, Rayén, Caro, Carquitas, Joe, Karen, Juanaca, Galle y Dragón, por su buena onda, tallas, copuchas, y alegría que me acompañaron día a día durante la elaboración de este trabajo; en especial a quienes me apoyaron cuando más lo necesité. También a todos mis compañeros de carrera con los que compartimos terrenos, almuerzos, conversaciones, en especial a la Vale Zavala, Javier y Checho.

A mis amigos Ricardo y Sebastián por todos los lindos momentos de amistad, las alegrías, los enojos, las reconciliaciones, los secretos, las comidas, el apoyo, por aguantarme en terreno, en fin, por ser ustedes. A mis viejos amigos Feña, Daniel, Ro, Nico, Marce, Carlita, Mauro, Carlos y Alan, por entregarme toda su alegría, compañía y amistad durante todos los años de máxima tortura en este lugar.

A mis amigas de la vida Mayo, Poli, Checha y Vania, por su apoyo y amistad incondicionales.

A mi familia por su preocupación, paciencia, amor, apoyo, calidez y comprensión. Por darme tiempo y calma cuando lo necesité, apoyarme cuando lloré y sonreír cuando estuve feliz.

Y el más importante y especial agradecimiento a mi gran amigo, compañero, pololo y ahora parte de mi nueva familia: Tomás, por estar a mi lado siempre, apoyarme, ayudarme a crecer, cuidarme y ser feliz.

Índice

Resumen	i
1. Introducción.....	1
1.1 Formulación del problema	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Metodología general	2
1.4 Presentación	2
1.5 Ubicación y accesos.....	3
2. Antecedentes Geológicos	5
2.1 Marco Geomorfológico.....	5
2.2 Marco Climático	9
2.3 Marco Geológico	10
2.3.1 Estratigrafía	10
2.3.2 Estructuras	15
2.4 Sismotectónica	17
2.4.1 Sismicidad Histórica.....	17
2.4.2 Sismicidad Actual.....	19
3. Estudios anteriores sobre los Megadeslizamientos	21
3.1 Deslizamiento Miñimiñi	22
3.2 Deslizamiento Latagualla.....	22
4. Metodología de análisis	27
4.1 Marco Teórico.....	27
4.1.1 Tipos de remociones en masa.....	27
4.1.2 Características de los deslizamientos y geometría	29
4.1.3 Dimensiones de los Deslizamientos	31
4.1.4 Actividad de los Deslizamientos	33
4.2 Procedimiento	34
4.2.1 Análisis de perfiles longitudinales y cálculo de volúmenes.....	34
4.2.2 Definición de zonas	37
5. Análisis Geomorfológico.....	39
5.1 Inventario y análisis morfométrico	39

5.1.1	Zona 1:.....	39
5.1.2	Zona 2:.....	43
5.1.3	Zona 3.....	48
5.1.4	Zona 4.....	52
5.2	Discusiones.....	53
5.2.1	Distribución y análisis morfométrico de los deslizamientos.....	53
5.2.2	Erosión por <i>Groundwater sapping</i> y la génesis de los deslizamientos.....	58
6.	Análisis de factores condicionantes y gatillantes.....	63
6.1	Factores condicionantes.....	63
6.1.1	Topografía y geomorfología.....	63
6.1.2	Geología.....	63
6.2	Sismicidad como factor desencadenante:.....	64
6.2.1	Caso 1: <i>Sismicidad intracontinental de profundidad somera:</i>	64
6.2.2	Caso 2: <i>Sismos de subducción de interplaca y asociados a su contacto:</i>	72
6.3	Discusiones.....	75
7.	Conclusiones.....	76
8.	Recomendaciones.....	78
9.	Referencias.....	81
	Anexo A: Mapas.....	90
	Anexo B: Cuadros resumen morfometría.....	95
	Anexo C: Tipificación.....	99
	Anexo D: Distancia a la Flexura Moquilla y parámetros asociados.....	106
	Anexo E: Análisis morfométrico.....	107

Índice de Figuras

Figura 1: Ubicación y accesos a la zona de estudio. El sector encerrado en un cuadrángulo corresponde al área de estudio, y se muestra en la Figura 2.....	3
Figura 2: Cuadro de detalle con accesos y poblados dentro de la zona de estudio.	4
Figura 3: Geomorfología y estructuras principales de la zona de estudio.....	5
Figura 4: Sección del Mapa Geológico de Chile y leyenda, escala 1:1.000.000, SERNAGEOMIN 2003.	13
Figura 5: Mapa Geológico del borde oriental de la Depresión Central en el borde del área de Moquella y Miñimiñi. Para ubicación ver Figura 6. Extraído de Pinto, 1999.....	14
Figura 6: Mapa resumido. Extraído de García <i>et al.</i> (2011). El recuadro señala la ubicación del mapa de la Figura 5	15
Figura 7: Perfil esquemático mostrando las principales unidades geomorfológicas del Norte de Chile. F: fosa, CA: Cuenca de Arica, CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PA: Precordillera de Antearco, CO: Cordillera Occidental, CE: Cordillera Oriental, SS: Sierras Subandinas. Extraído de Charrier <i>et al.</i> , 2005.	15
Figura 8: Sismicidad en el margen chileno. Eventos de subducción (estrellas amarillas) y eventos intracontinentales (estrellas rojas). Se especifican las distintas categorías de cada tipo. Extraído de David (2007).	17
Figura 9: Ubicación en planta de los epicentros de sismos extraídos de la USGS y SS chileno 1973-2012. Se señala el tipo de sismicidad por colores y magnitud por tamaño. La sismicidad intracontinental fue separada en cortical y mantélica, y la interplaca en somera y profunda de acuerdo a lo mostrado en la Figura 8. La zona de estudio se encuentra enmarcada en un recuadro.	20
Figura 10: Modelo de elevación digital para megadeslizamientos Latagualla (a) y Miñimiñi (b). Las fallas inversas indican plegamiento (Pliegues de Guacaballa en b). Los sectores destacados con amarillo pálido encierran avalanchas reactivadas en el pie de los megadeslizamientos. (b) Modificado de Pinto <i>et al.</i> , 2008.	21
Figura 11: Desarrollo del megadeslizamiento Latagualla. (a) Etapas de evolución del Megadeslizamiento Latagualla en tres bloques, propuestas por Pinto (1999). (b) Capa arcillosa intermedia (marcada en negro en a) encontrada en el depósito de Latagualla, entre la Ignimbrita de Tarapacá sobreyacente y una arenisca infrayacente, pertenecientes al Miembro 2 de la Fm. Latagualla. Ambas extraídas de Pinto <i>et al.</i> , 2008.....	24
Figura 12: Variación de la Magnitud de momento M_w versus distancia a la fuente sísmica determinada: el desplazamiento crítico DN fue considerado en 10 cm. Para Ingles <i>et al.</i> (2006) (línea azul) utilizaron un radio de aceleración sísmica vertical a horizontal $k_1=1$ y la Intensidad de Arias resultó 16.84 m/s. Para el modelo de Newmark (1965) (línea punteada) usaron $k_1 = -\tan(\alpha)$ y la Intensidad de Arias resultó en 32.49 m/s. Tomado de Darrozes <i>et al.</i> , 2007.....	26
Figura 13: Características de los Deslizamientos en un dibujo esquemático (Comisión acerca de Deslizamientos, 1990. Extraído de Cruden y Varnes, 1996). Porción superior: esquema de la planta de un deslizamiento típico, en el cual la elipse más pequeña indica la traza de la superficie de ruptura de la superficie de tierra original. Porción inferior: la zona sombreada indica la	

superficie inalterada, la zona jaspeada indica el material desplazado, y la línea punteada indica la superficie original. Los números se refieren a las características definidas en la Tabla 2.	29
Figura 14: Dimensiones de los deslizamientos en dibujo esquemático (Comisión acerca de Deslizamientos, 1990. Extraído de Cruden y Varnes, 1996). Porción superior: esquema de la planta de un deslizamiento ideal, en el cual la curva punteada indica la traza de la superficie de ruptura de la superficie de tierra original. Porción inferior: la zona sombreada indica la superficie inalterada, la zona jaspeada indica el material desplazado, y la línea punteada indica la superficie original. Las dimensiones son indicadas con números y su significado se especifica en la Tabla 3.	31
Figura 15: Ángulo de viaje α de un deslizamiento.	32
Figura 16: Movilidad de distintos tipos de remociones en masa. El gráfico realizado por Hutchinson 1988 muestra la relación del ángulo de viaje y el volumen de los detritos. Extraído de Cruden y Varnes (1996).	33
Figura 17: Ejemplo de cálculo para depósito ideal. Se utiliza como ejemplo el deslizamiento Ca4N de Camiña, mostrando de color verde la traza de perfil realizada en <i>ArcGIS</i> , cuyos valores son guardados en una tabla Excel. La línea naranja punteada indica el ancho del elipsoide W_d	35
Figura 18: Perfil longitudinal entregado por el programa <i>Slide</i> . Utilizando la herramienta <i>Measure de Slide Interpret</i> se pueden conocer los parámetros L, H, L_d y D_d	35
Figura 19: Ejemplo de depósito no ideal. Depósito de deslizamiento M15S (sección 5.1.2), cuyo volumen no es comparable a un elipsoide. Se calcula el área con la herramienta <i>Calculate areas</i> de <i>ArcGIS</i> . La traza naranja muestra por donde se calcula el perfil.	36
Figura 20: Perfil graficado en <i>Slide</i> ; para calcular la potencia del depósito, se toman varios espesores que posteriormente se promedian.	36
Figura 21: Área de estudio, mostrando las cuatro zonas en las que fue separada para su análisis. 1: Quebrada Camarones; 2: afluentes de la Quebrada Chiza: Miñimiñi y Suca; 3: Camiña y Retamilla; 4: Tiliviche.	37
Figura 22: Corte del depósito C14N, se observa la deformación interna del depósito.	40
Figura 23: Deslizamientos de las Quebradas de Humayani al norte y Camarones al sur.	41
Figura 24: Vista de la Quebrada Camarones tomada desde la ladera norte hacia el este. Deslizamientos rotacional y traslacional C14N y C15 S, respectivamente; el depósito C16S, corresponde a la parte poco pronunciada del sector suroeste de la fotografía. Al fondo se observa el depósito C13S.	42
Figura 25: Vista desde ladera norte hacia el oeste. Depósitos Ca9N y Ca10N al oeste la Flexura Humayani.	42
Figura 26: Deslizamientos en las Quebradas Miñimiñi (al norte), Latagualla y Suca (al sur). Los Mega-deslizamientos Latagualla y Miñimiñi, han sido divididos en unidades menores con fines de facilitar cálculos de morfometría.	44
Figura 27: Imagen de relieve sombreado del área de Miñimiñi y Moquella (Tomado de Pinto <i>et al.</i> , 2008). Corresponde a los deslizamientos del sector más occidental marcados en la Figura 26 como M1E y L1E. En la Pampa Nama los lineamientos de las fracturas tensionales están asociados con la Flexura de Moquella. Los megadeslizamientos se alinean en la prolongación hacia el norte de la Flexura Moquella. 1 - fractura tensional, 2 - límite de la zona afectada por	

deslizamientos; 3 - dirección de propagación de los deslizamientos, 4 - flexura, 5 - falla de cabalgamiento.....	45
Figura 28: Fotografía tomada en la pared de uno de los depósitos de avalancha del sector frontal del depósito del deslizamiento Miñimiñi.	46
Figura 29: Vista hacia la Quebrada Suca, desde el suroeste. Se observa como los depósitos cuben toda el área del valle, destaca un deslizamiento con morfología tipo <i>hummocky</i> correspondiente a S9S.....	46
Figura 30: Fotografía tomada hacia el oeste desde el camino que sube por el deslizamiento Miñimiñi (M1E) a la izquierda de la fotografía se observa parte del deslizamiento M1E, de dónde se encuentra una porción del escarpe de la avalancha (M2N) que se ha formado al pie de este. .	47
Figura 31: se observa al fondo el escarpe principal del deslizamiento Miñimiñi, al suroeste (derecha de la foto) se encuentra parte del <i>levée</i> sur del deslizamiento. El suelo se presenta como una planicie con depósitos aluviales.....	47
Figura 32: Deslizamiento S10S de la Quebrada Suca, fue clasificado como un <i>slump</i> progresivo. Posee varios escarpes secundarios, difíciles de observar en la imagen, y alta deformación interna. Está poco preservada su morfología original.	47
Figura 33: Deslizamientos de la Quebrada Camiña. Destaca la avalancha de 0,6 kilómetros cúbicos proveniente del escarpe al este.	49
Figura 34: Depósito de la avalancha Ca1E, al este de la Quebrada de Camiña. Se puede distinguir su escarpe principal al fondo de este, y también una serie de escarpes secundarios formando escalones. Delante de este (hacia el oeste) en la ladera sur, se observa el <i>slump</i> Ca9S confundándose con la avalancha.	50
Figura 35: Fotografía tomada hacia el oeste desde la avalancha Ca1E, el pueblo en la imagen corresponde a Apamilca, y se encuentra sobre los depósitos de la avalancha Ca1E. Al fondo de la imagen se observa el <i>slump</i> Ca9S y parte de Ca8S.....	50
Figura 36: Fotografía tomada hacia el oeste desde la avalancha Ca1E, mostrando el deslizamiento rotacional Ca4N.....	51
Figura 37: Depósitos de la Quebrada Tiliviche. Se diferencié un lineamiento NE que delimita los depósitos mayores, al oeste de la imagen.	52
Figura 38: Vista hacia el norte desde ladera sur de la Quebrada Tiliviche. El depósito que actualmente se encuentra formando una especie de gran terraza corresponde a T4N. Al lado sur de la quebrada (desde donde está tomada la fotografía) se puede observar parte del depósito T5S.	52
Figura 39: Clasificación por origen y estado actual de los deslizamientos. Descripción de cada tipo en el texto.	54
Figura 40: H/L versus volumen de los deslizamientos.....	55
Figura 41: Concentración de datos en un gráfico ángulo de viaje/volumen en el gráfico de Hutchinson, 1988 (Modificado de Cruden y Varnes, 1996).....	55
Figura 42: Tipificación basada en clasificación de Keefer (1984).....	57
Figura 43: Volumen versus ángulo de viaje. Para tres tipos de remociones en masa, según la clasificación de Keefer (1984), sin incluir los deslizamientos compuestos Miñimiñi y Latagualla.	58

Figura 44: Mapa de pendientes proyectado en DEM. Las pendientes más abruptas se indican con color azul y las más suaves en verde.	59
Figura 45: Etapas de formación de <i>Groundwater sapping</i> . En (f) se observa la morfología esquemática final de anfiteatro. Fuente: http://www2.pvc.maricopa.edu/~douglass/v_trips/wxing/introduction_files/sapping.html	60
Figura 46: Perfil modificado desde la Cordillera hasta el mar, a la latitud de Camiña. Propone el modo en que habría aflorado el agua para producir el deslizamiento Latagualla.	61
Figura 47: Las imágenes A, B y C muestran zonas con morfología de anfiteatro relacionada a valles formados por socavación de aguas subterráneas correspondientes a los sectores este de Humayani, Latagualla y Miñimiñi, respectivamente. D, muestra que muchos de los afluentes de Latagualla y Suca tienen forma de anfiteatro. La imagen A fue extraída de Hoke et al. (2004). .	61
Figura 48: Perfil desde la traza de la flexura hasta el escarpe, donde se muestra como fue medida la distancia.	66
Figura 49: Muestra la distancia más corta al deslizamiento más lejano en cada quebrada. Los valores se indican en la Tabla 9 señalados por cada índice en la imagen.	67
Figura 50: Envoltente de magnitudes mínimas. Área afectada por deslizamientos (en km ²) en función de la magnitud sísmica mínima M_w . La línea sólida es la determinada por Keefer (1984), y la punteada corresponde a la de Rodríguez <i>et al.</i> , (1999). Las zonas 1, 2, 3 y 4 fueron indicadas en la Figura 21 (Sección 4.2.2).....	69
Figura 51: Envoltente de magnitudes mínimas a las cuales ocurrieron los deslizamientos, de acuerdo a la distancia máxima desde la fuente (proyección del plano de falla, Tabla 9) a cada deslizamiento. Cada distancia fue proyectada sobre la curva de Keefer (1984).	69
Figura 52: Envoltente de la Intensidad epicentral versus máxima distancia a la proyección del plano de falla. (Modificado de Delgado <i>et al.</i> , 2011).....	71
Figura 53: Envoltente de la Intensidad epicentral versus área afectada por los deslizamientos (Modificado de Delgado <i>et al.</i> , 2011).....	71
Figura 54: Relación de atenuación de aceleración con la distancia, para sismos corticales ($M=7,3-7,5$) de falla inversa en roca. Las distancias corresponden a las señaladas en la Figura 49, y Tabla 9. Modificado de Sadigh <i>et al.</i> (1997).....	71
Figura 55: Relación propuesta por Barrientos (1980). El punto celeste indica la intensidad calculada en esta curva para un sismo con fuente a 110 km. Modificado de Sepúlveda <i>et al.</i> , 2008.	72
Figura 56: Superficie de ruptura provocada por los sismos, determinada por cálculos de intensidad macrosísmica. A la izquierda la del Terremoto de Arica de 1868 ($M_w=9.1$); y a la derecha la del Terremoto de Iquique de 1877 ($M_w=9.0$). El área de estudio se muestra en naranja, marcando intensidades entre VII y VIII. Extraído de Kausel et al. (1992).	73
Figura 57: Correlación entre intensidad del sismo y aceleración, se destaca la relación de PHA de Trifunac y Brady (1975a, en el gráfico de Kramer, 1996). Para el caso de sismicidad cortical se utilizaron los valores de intensidad calculados previamente en las Figura 52 y Figura 53 indicando en rosado el área dentro de la cual se encontraría el rango de valores de aceleración y con rojo achurado sobre la recta PHA (entre 0,06 y 0,2 g). Para el caso de sismicidad de subducción se utilizaron intensidades macrosísmicas, se indica en verde achurado la relación de	

PHA resultando en aceleraciones entre 0,2 y 0, 5 g, y en celeste el área dentro de la cual se encontraría el rango de valores general de aceleración.	74
Figura 58: Depósitos lacustres sobre los depósitos de la avalancha C7N, lugar en donde se propone realizar una datación.	78
Figura 59: Zona de ahorcamiento de la Quebrada Camarones.	79

Índice de Tablas

Tabla 1: Parámetros utilizados por Pinto <i>et al.</i> (2007) para realizar el análisis de estabilidad del deslizamiento de Latagualla. Traducida de Pinto et al. (2007).	25
Tabla 2: Definición de las características de los deslizamientos mostradas en la Figura 13, extraído de Cruden y Varnes (1996).	30
Tabla 3: Definiciones de las Dimensiones de los Deslizamientos mostradas en la Figura 14. Extraído de Cruden y Varnes (1996).	32
Tabla 4: Datos de altura y distancia longitudinal en metros extraídos del DEM, utilizando las herramientas de análisis 3D de <i>ArcGIS</i>	35
Tabla 5: Resumen de simbología utilizada para las tablas de clasificación de los deslizamientos. Modificado de Keaton y Rhine (2002).	38
Tabla 6: Resumen cuantitativo del total de los depósitos indicado por quebrada.	39
Tabla 7: Comparación de los resultados obtenidos, según clasificación de Keefer (1984).	56
Tabla 8: Área afectada por remociones en masa, en cada una de las quebradas.	66
Tabla 9: Distancias tomadas en los perfiles de las trazas indicadas en la Figura 49. La mayoría con respecto a la Flexura Moquella, 4** con respecto a una flexura de vergencia este (monoclinal de Sucuna).	66
Tabla 10: Valores promedio para cada tipo de remoción en masa, según la clasificación de Keefer (1984).	108

1. Introducción

1.1 Formulación del problema

Entre la quebradas Camarones 18°59'55.47" S 69°52'49.68" O y Tiliviche 19°34'07.03" S 69°47'45.36" O se reconocen remociones en masa de gran volumen, con estructura y morfología de deslizamiento. En este estudio se desea conocer su relación con el sistema geomorfológico, climático, sísmico y estructural, para poder caracterizar su génesis del modo más apropiado y así establecer parámetros que pueden ser útiles para evaluar la probabilidad de ocurrencia actual.

Los megadeslizamientos son definidos como deslizamientos de volumen superior a 10^6 m^3 (Abele, 1974). Estos caracterizan la morfología de la Depresión Central y Precordillera en la Región de Tarapacá, y han influenciado de forma importante la morfología de los cauces hídricos hacia la zona costera, controlando el tipo de sedimentos corriente abajo. La geología regional de esta zona ha sido estudiada por diversos autores (e.g. Pinto *et al.*, 2004; Farías *et al.*, 2005; Pinto *et al.*, 2008; García *et al.*, 2011), pero hoy en día no se cuenta con un inventario de las remociones en masa, así como tampoco se conoce su distribución, tipo y los factores que condicionaron y gatillaron su génesis. En general la actividad sísmica, especialmente de tipo superficial, se interpreta como uno de los desencadenantes de las grandes remociones en masa (e.g. Keefer, 1984; Philip and Ritz, 1999; Schuster and Highland, 2007, en Pinto *et al.*, 2008), por lo que es de esperar que el detonante de estos deslizamientos sea la actividad sísmica asociada a fallas que estuvieron activas durante su génesis.

La zona estudiada de la región de Tarapacá se encuentra dentro del contexto tectónico de margen convergente, que se caracteriza por haber tenido varias etapas de extensión y compresión y por una tasa de actividad sísmica elevada. A lo ancho de la zona norte de Chile, se han desarrollado varios sistemas estructurales. Para este estudio es importante el sistema flexural que ha evolucionado de este a oeste en el flanco occidental de la Precordillera, que incluye a las Flexuras Moquella, Aroma, Soga, Calacala y Humayani (Pinto *et al.*, 2008).

En esta zona del norte de Chile existen tasas de denudación extremadamente bajas (de 0,1 a 1 m por millón de años, Kober *et al.*, 2007, en Pinto *et al.*, 2008) que comenzaron alrededor de 14 Ma atrás junto al desarrollo de la hiperaridez del Desierto (Hoke *et al.*, 2004). Estas condiciones, en conjunto con el aporte de aguas desde la Cordillera, han estado controlando la incisión de los valles de la Precordillera, con una tasa estimada de 60 m por Ma (García y Hérial, 2005); facilitando la formación de profundas quebradas del orden de 700 m de profundidad (Quezada *et al.*, 2010) que albergan y posibilitan el desarrollo de los megadeslizamientos y su preservación como características del paisaje de la Región de Tarapacá.

Este estudio analizará la distribución y características geomorfológicas de los megadeslizamientos ubicados entre la zona costera y la Precordillera entre la latitud de las quebradas Camarones y Tiliviche (Figura 1).

1.2 Objetivos

Objetivos generales:

Identificar y caracterizar geomorfológicamente las remociones en masa de la Depresión Central y Precordillera, entre las quebradas Camarones (19° S) y Tiliviche (19,57° S) de la Región de Tarapacá.

Objetivos específicos:

- Reconocer, describir y clasificar las grandes ($>10^6$ m³) remociones en masa del área de estudio.
- Comprender desde el punto de vista geomorfológico la génesis y mecánica de las remociones en masa.
- Correlacionar la ocurrencia de los megadeslizamientos con el contexto geológico y tectónico regional.

1.3 Metodología general

En orden de cumplir con los objetivos realizados, la metodología fue la siguiente:

1. Se realizó un mapa inventario de megadeslizamientos de escala 1:250.000, mediante fotointerpretación de imágenes satelitales. Se realizó una campaña de terreno con fines de verificación de la fotointerpretación, realización de mapeo de detalle y descripción de las principales remociones en masa de las quebradas Camiña, Tiliviche, Camarones y Suca. Las remociones fueron clasificadas siguiendo la tipología de Keefer (1984).
2. Se realizó el análisis morfométrico de las remociones a partir del mapeo de detalle y de un DEM generado a partir de la base topográfica SRTM, incluyendo análisis de pendientes, área deslizada, volúmenes, distancia (*runout*) y ángulo de viaje, etc. Con ello se interpretó el tipo de movimiento y su mecánica.
3. Se comparó la distribución espacial de los megadeslizamientos con la actividad sísmica histórica del área de estudio y presencia de fallas.

1.4 Presentación

El siguiente trabajo ha sido dividido en cinco capítulos principales (sin considerar este) del modo que se muestra a continuación. El capítulo II de antecedentes geológicos, incluye los marcos geológico, geomorfológico, climático y sismotectónico. El siguiente capítulo muestra lo más relevante de los estudios realizados por otros autores en los deslizamientos de la zona. Ambos capítulos resumen la información que resulta indispensable, previa al desarrollo de este trabajo. En el capítulo IV, además de la metodología utilizada particularmente para realizar el análisis morfométrico, se incorpora un marco teórico que proporciona los conceptos básicos acerca de los deslizamientos. El capítulo V, de análisis geomorfológico, resume los resultados del estudio, donde se muestra lo observado en terreno, los resultados promedio obtenidos a través de los cálculos, e incluye fotografías de terreno y los mapas realizados en este estudio; incorporando discusiones en las cuales se examinan de forma comparativa los resultados obtenidos en el

análisis morfométrico, y se presenta una característica morfológica de la zona. Finalmente en el capítulo 6 se plantean los factores condicionantes y detonantes para el caso en cuestión, y por último se estudia la sismicidad cortical y de interplaca con fines de determinar cuales fueron los posibles detonantes de las remociones en masa.

1.5 Ubicación y accesos

El área de estudio, señalada por un cuadrángulo en la Figura 1, se encuentra a unos 80 km al norte de Iquique. Está comprendida en la Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá, entre las Quebradas de Camarones y Tiliviche. Se extiende entre los $18^{\circ}52'48.97''$ a $19^{\circ}34'56.52''$ de latitud Sur, y desde los $70^{\circ}7'50.87''$ hasta los $69^{\circ}18'24.71''$ de longitud Oeste, abarcando un área de aproximadamente 5.600 km^2 .

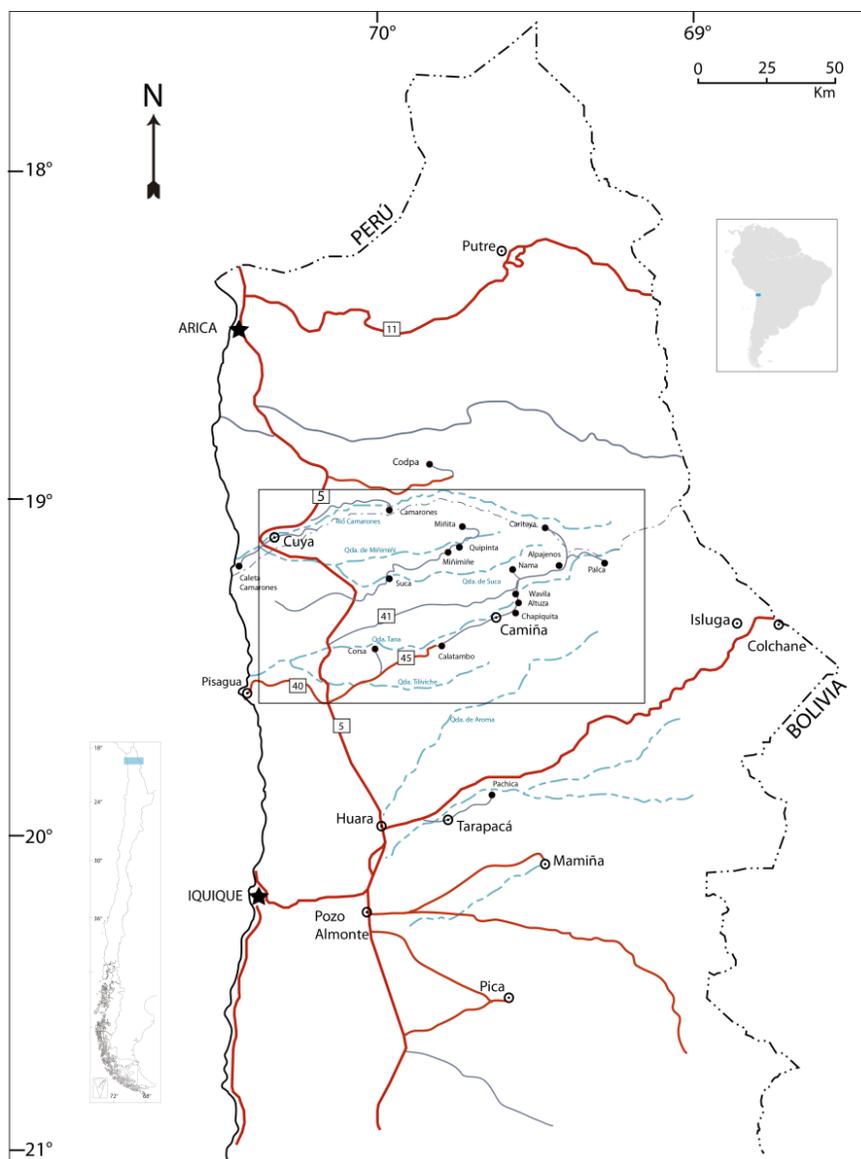


Figura 1: Ubicación y accesos a la zona de estudio. El sector encerrado en un cuadrángulo corresponde al área de estudio, y se muestra en la Figura 2.

A este sector se puede llegar por la Ruta 5, ya sea desde Arica por el Norte o desde Iquique por el Sur. Dentro de la zona estudiada se recorrieron las Quebradas Camarones, Suca, Camiña y Tiliviche y se accedió a estas a través de la ruta A-325 hacia el este en la Quebrada Camarones, y la ruta A-45 hacia el este llegando por la Quebrada Camiña. Posteriormente, el acercamiento a los puntos de parada fue realizado por caminos ripiados y huellas que se muestran en la Figura 2.

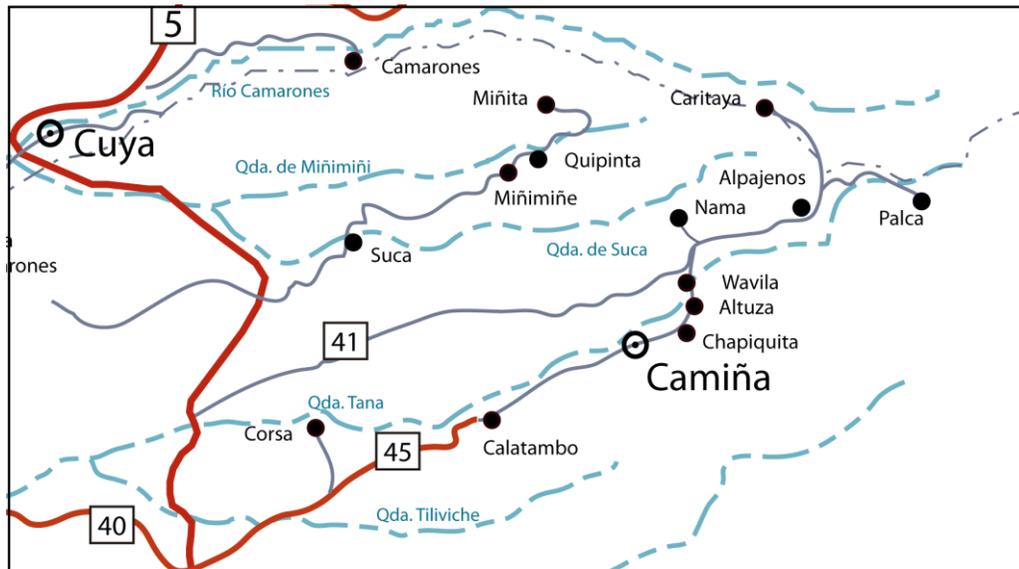


Figura 2: Cuadro de detalle con accesos y poblados dentro de la zona de estudio.

2. Antecedentes Geológicos

2.1 Marco Geomorfológico

Los Andes de la primera y quinceava regiones del Norte de Chile se constituyen por cuatro unidades fisiográficas mayores que representan el arco y antearco de la Cordillera (García *et al.*, 2011). Como se puede ver en la Figura 3, de este a oeste corresponden a: Cordillera Occidental, Precordillera, Depresión Central y Cordillera de la Costa (Mortimer y Saric, 1975; Paskoff, 1979; Naranjo et Paskoff, 1985; Sébrier *et al.*, 1988; Tosdal *et al.*, 1984), y se asocian a los sistemas estructurales indicados en el perfil esquemático de la Figura 7 (sección 2.3.2). En la zona de estudio estas unidades están bien expuestas con rumbo aproximado NNW-SSE y la pendiente regional es abrupta ($\sim 3^\circ$).

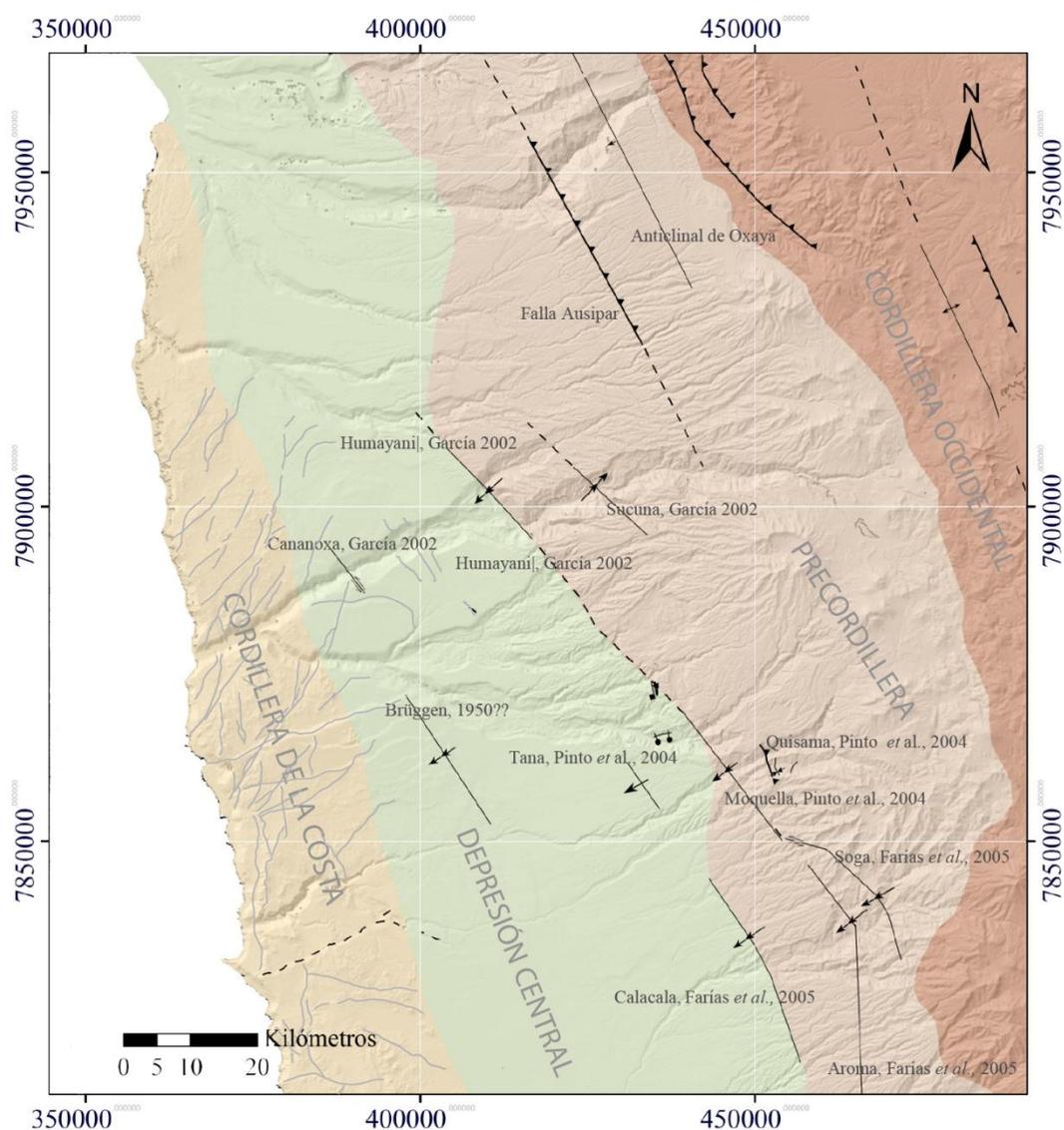


Figura 3: Geomorfología y estructuras principales de la zona de estudio.

Cordillera Occidental:

Se constituye por edificios volcánicos de edad miocena-holocena, junto a secuencias sedimentarias y volcánicas deformadas de edad miocena-pliocena. Tiene una amplitud entre 50 y 100 km, y su altitud aumenta desde 3.300 m en el Oeste, hasta 4.800 m s.n.m. en el Este. La topografía es muy irregular, destacan por su altura los volcanes que alcanzan altitudes entre 4.500 y 6.350 m, encontrados sobre las sucesiones neógenas deformadas (García *et al.*, 2011). El contacto con el Altiplano es progresivo y sinuoso, mientras que el límite con la Precordillera es abrupto.

Precordillera:

Posee entre 20 y 35 km de ancho, con altitudes que van desde alrededor de 2.000 m hasta 3.000 m; y en el volcán Mamuta alcanza 4.200 m. Esta región corresponde a un plató alargado y ligeramente abombado, se constituye esencialmente de ignimbritas oligo-miocenas de la Formación Oxaya (García *et al.*, 2011) y de unos pocos volcanes miocenos. La Precordillera se encuentra disectada por profundas quebradas de orientación aproximada E-W, como las Quebradas Camarones, Camiña y Retamilla. En particular, en el área de estudio, de norte a sur se reconocen la Pampa de Chiza y la Pampa de Tana.

La Depresión Central:

Tiene entre 40 y 55 km de ancho, y la topografía es relativamente plana. La altura media es de 1.000 m, aunque esta aumenta de NW a SE desde los 500 a 1.000 m hasta 1.900 a 2.300 m. La Depresión Central corresponde a una cuenca continental de antearco (Parraguez, 1998), que contiene depósitos sedimentarios y volcánicos oligo-miocenos (García *et al.*, 2011). En general los depósitos se encuentran subhorizontales, aunque en algunas zonas están levemente deformados por flexuras. La actual superficie de la Depresión Central corresponde al área de pedimentación que es influida por las precipitaciones provenientes desde el Atlántico (Tosdal *et al.*, 1984).

La Cordillera de la Costa:

Es una cadena de montañas estrechas, y de poca elevación formada por rocas mesozoicas (García *et al.*, 2011). Alcanza hasta 50 km de ancho, y menos de 1.200 metros de altitud. Es de relieve suave, los cerros son bastante redondeados, las depresiones y valles son someros (Mortimer y Saric, 1972). Su altura es variable, al norte de Arica está completamente erosionada, mientras hacia el sur aumenta su altura alcanzando el máximo de esta zona en Cuya (1.230 m, en el cerro Puntigudo). Hacia el este disminuye ligeramente en altitud donde es sobreyacida por unidades terciarias (neógenas?) (García, 2002) de la Depresión Central, y dirige sus depósitos hacia ésta. Por el oeste está limitada por el abrupto escarpe costero, el cual se eleva subverticalmente hasta 1.000 m (Paskoff 1979). La parte alta de la Cordillera de la Costa está dominada por un paleorelieve de edad oligo-miocena (Dunai *et al.*, 2005) que fue labrado sobre las rocas mesozoicas (Quezada *et al.*, 2010). Mortimer (1973) señaló que el alzamiento de esta ocurrió en una fase temprana (en comparación con la Depresión Central) de la evolución del paisaje y que posteriormente fue afectada por fallas neógenas, dentro de las cuales en el área de estudio

destacan las fallas inversas de orientación E-W. En la zona de estudio se evidencia que el alzamiento litoral fue durante el Pleistoceno (Quezada *et al.*, 2005).

El Escarpe Costero:

El escarpe costero (Brüggen, 1950; Mortimer *et Saric*, 1972; Paskoff, 1979) es un rasgo geomorfológico regional que se presenta a lo largo de la Cordillera de la Costa entre Arica y La Serena. Hasta el momento se han planteado varias hipótesis acerca de la formación del Escarpe Costero, en las que ha preponderado el factor tectónico. Para Brüggen (1950), Armijo y Thiele (1990) correspondería a un escarpe de falla; según Paskoff (1979) este se habría formado a partir de escarpes retrogresivos más la acción de una leve actividad erosiva del mar; Mortimer y Saric (1972, 1975) y Mortimer (1980), lo atribuyen a altas tasas de erosión durante una subsidencia litoral, mientras que Hartley y Jolley (1995), plantean que este relieve se generó en un litoral que experimenta alzamiento tectónico.

Dentro de la región de Arica e Iquique el escarpe está activo (Paskoff, 1979), exceptuando la zona entre las desembocaduras de Camarones y Pisagua, donde las fallas inversas E-W (Allmendinger *et al.*, 2005) forman importantes escarpes, contribuyendo a la sinuosa topografía costera de este tramo y que provocaron la emergencia de la plataforma de abrasión marina, indicando un escarpe costero actualmente inactivo (Quezada *et al.*, 2010). De acuerdo a Allmendinger *et al.*, 2005, estas fallas estuvieron activas con anterioridad al Plioceno y durante el Pleistoceno, encontrándose algunas aún activas (Carrizo *et al.*, 2008).

Durante el Plioceno (Le Roux *et al.*, 2005 a, b; Farías *et al.*, 2005) con anterioridad a los 2 Ma (Quezada *et al.*, 2010) se produjo el basculamiento hacia el oeste del antearco que resultó en el alzamiento de la zona de la Precordillera y en la subsidencia litoral que formó el acantilado costero. Esto según estudios realizados por diversos autores (Wörner *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2005 y Riquelme *et al.*, 2007) habría tenido mayor influencia en la contribución del alzamiento andino que la actividad de fallas de vergencia oeste durante esta misma época. Esto iría en favor a las teorías de Mortimer y Saric (1972); Mortimer y Saric (1975) y Mortimer (1980), en las que el talud original del Acantilado Costero se habría formado en subsidencia litoral.

Incisión fluvial y Red de Drenaje

En la zona de estudio, las aguas de escurrimiento superficial, han producido variaciones notables en el relieve definido por los depósitos del piedemonte miocénico, y han sido el principal modelador del paisaje. Según el estudio realizado por García *et al.* (2011) la mayor incisión fluvial (entre 600-1.000 m) que afectó a la Cordillera de la Costa y la Depresión Central del norte de Chile, fue siendo más tardía y/o desarrollándose bajo climas cada vez más áridos hacia el sur de Arica. La edad del comienzo de la incisión se correlaciona con la edad del techo de la Depresión Central (entre los 19° y 20° de latitud Sur), que corresponde a depósitos aluviales de c. 6 Ma de la quebrada Tiliviche (Naranjo & Paskoff 1985; Hoke *et al.* 2007). García *et al.* (2011) atribuyen la incisión al restablecimiento del nivel base de los ríos, posterior a la agradación de depósitos ocurrida en el Oligoceno medio, que habría sido en un substrato parcialmente levantado y activada por eventos de semiaridez locales. Concluyeron que el desarrollo de los cañones y del

drenaje exorreico en general, está directamente relacionado con la capacidad de las áreas de captación de precipitaciones, la cual sería menor en los sistemas endorreicos.

La incisión de las quebradas según Pinto *et al.* (2004), se habría definido por la colmatación de la “cuenca” sedimentaria, determinada en esta zona por los depósitos del piedemonte miocénico, de modo que los cañones alimentadores del sistema aluvial pudieron cortar a la Cordillera de la Costa, cambiando su nivel base local de uno endorreico a uno exorreico (Mortimer & Saric, 1972; Mortimer 1990; Naranjo & Paskoff, 1985). Por otro lado Quezada *et al.* (2010) propuso que la incisión de los grandes cañones se produjo en grandes cuencas (de más de 100 km²), en las que se habrían generado lagunas, y la incisión habría comenzado desde el acantilado hacia el este.

En el norte de Chile, entre los 18° a 20° S, ocurre una transición en el sistema de drenaje desde exorreico hacia endorreico (e.g. Mortimer 1980). En el área entre Arica y Pisagua (18–19 ° 30'S), los ríos son exorreicos, y han formado profundos cañones transversales, con incisiones de c. 600 m en la Cordillera de la Costa, hasta 1.700 m en la Precordillera (García *et al.*, 2011). Hacia el norte, los cañones (Lluta y Azapa) forman el inicio de una red de drenaje enrejada, mientras que los valles Vitor, Camarones y Tiliviche–Camiña muestran patrones de drenaje subdendrícos. Y hacia el sur, entre los 19°30'S hasta 26°30'S, los ríos son endorreicos (exceptuando el Río Loa) y terminan en la Depresión Central o en el sector este de la Cordillera de la Costa.

La zona de drenaje endorreico coincide con la parte central hiperárida del Desierto de Atacama, donde actualmente las precipitaciones van desde 0,5 mm al año en la costa hasta 50 mm al año en la parte alta de la Cordillera Occidental (New *et al.* 2002; Strecker *et al.* 2007). Mientras la zona de drenaje exorreica tiene precipitaciones promedio que varían desde muy bajas en la costa, hasta 300 mm al año en la Cordillera Occidental, provocadas por la actividad convectiva desde Amazonia durante el verano del hemisferio sur (e.g. Houston & Hartley 2003; Garreaud *et al.* 2010).

La superficie de la Precordillera y la Depresión Central, llamada “Pediplano de Atacama” en el norte de Chile (Mortimer 1973; Paskoff & Naranjo 1983) y los “Múltiple Pediplanos” en el sur de Perú (Tosdal *et al.* 1984), ha sido interpretada como el resultado de una pedimentación del paisaje regional durante el Mioceno Medio a Tardío (García *et al.*, 2011). Los ríos en el área de estudio muestran *knickzones* puntiagudas las cuales han sido explicadas principalmente como el resultado de un levantamiento asociado a estructuras tectónicas simples o levantamiento regional-continental (Mortimer 1980; García 2002; García y Hérial 2005; Farías *et al.* 2005; Schlunegger *et al.* 2006; Hoke *et al.* 2007).

2.2 Marco Climático

La zona de estudio forma parte del área del Desierto de Atacama el cual es reconocido por sus condiciones climáticas de extrema aridez. Estas se deberían a tres factores: (1) al bloqueo de las masas de aire provenientes de los océanos Pacífico y Atlántico, provocado por el anticiclón del Pacífico y las altas cordilleras del relieve nortino respectivamente (Abele 1989, Vargas *et al.*, 2000); (2) al encontrarse, por casi todo el Cenozoico, en una zona de alta presión en las celdas de circulación de Hadley; y (3) a la corriente de agua fría (Humboldt) de las costas de Chile y Perú (en Hoke *et al.*, 2004)

Distintos autores han asignado diferentes edades para el comienzo de las condiciones de hiperaridez, encontrándose aún en discusión el período durante el cual esta habría comenzado. Así, basándose en las características de las facies sedimentarias de las unidades mesozoicas y cenozoicas expuestas entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera del Desierto de Atacama, Hartley *et al.* (2005) sugieren que estas son tan antiguas como Jurásico Superior. Dunai *et al.* (2005) propuso que estas estarían presentes en la Cordillera de la Costa desde el Oligoceno (edades de exposición ^{21}Ne de clastos sobre peniplanicies). Para edades de alteración supérgena en la Precordillera, Alpers y Brimball (1988) proponen edades anteriores a 14 Ma. Mientras que Vargas y Ortlieb (1998) señalaron que durante las glaciaciones pleistocenas, ocurrieron lluvias más frecuentes posteriores al interglaciar de 125 ka en la costa del área de Antofagasta; por lo que proponen que la hiperaridez actual se desarrolló a partir del Holoceno temprano en la región costera.

La presencia de estas condiciones climáticas durante el Cenozoico tardío, ha permitido la preservación del relieve oligoceno-mioceno en la Cordillera de la Costa del extremo norte de Chile (Dunai *et al.*, 2005), manteniendo una tasa de denudación interfluvial de 0,1 a 1 m por millón de años en la Precordillera (Kober *et al.*, 2007, en Pinto *et al.*, 2008) hasta 0,002 mm/año en la Cordillera de la Costa (Kober, *et al.*, 2002; Riquelme *et al.*, 2008).

2.3 Marco Geológico

Los Andes Centrales han sido divididos en distintos segmentos en base a sus características tectónicas y morfológicas. El sector de los Andes Centrales que se ubica en la zona estudiada corresponde al denominado “Andes del Norte de Chile” (Skarmeta, 1983), que se extiende desde los 18° hasta los 27° de latitud sur. Esta zona se caracteriza por (en Harambour, 1990): (a) Presencia de volcanismo Cenozoico superior en altura. (b) Mayor concentración de epicentros de sismos de profundidad media (110-130 Km), aproximadamente bajo el eje volcánico de la cordillera (Barazangi & Isacks, 1976).

2.3.1 Estratigrafía

Hacia el oeste afloran típicamente rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias en su mayoría mesozoicas; en la Depresión Central, afloran rocas del Oligoceno a Mioceno Temprano (Formaciones Azapa y Oxaya) mientras que en la Precordillera se exponen principalmente rocas del Mioceno (Formación El Diablo y algunos volcanes), en el borde oriental de la Depresión Central afloran rocas volcánicas y sedimentarias del Plioceno – Holoceno. (Figuras 4, 5y 6).

Formación Cuya (Bajociano Superior-Caloviano):

Andesitas y brechas andesíticas, discretas intercalaciones sedimentarias marinas (Muzzio, 1986).

Formación Chiza (Caloviano-Oxfordiano):

Calizas lutitas, areniscas grises y gris amarillento, calizas y concreciones anaranjadas. Aflora al oeste de la Depresión Central, por fallas inversas de vergencia oeste en contacto con la Formación Cuya hacia el oeste (Muzzio, 1986).

Formación Atajaña (Kimmeridgiano-Berriasino) :

Conglomerados, areniscas limonitas y brechas pardo rojizas. Intercalaciones de riodacitas hacia la parte superior en el sector oriental del área (Muzzio, 1986).

Formación Suca (Cretácico Superior):

Andesitas y brechas volcánicas. Presenta intercalaciones de areniscas pardo rojizas (Muzzio, 1986) Aflora en el sector occidental de las quebradas de la Depresión Central.

Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior):

En trabajos anteriores (Pinto *et al.*, 2004; Pinto *et al.*, 2008; Camus & Fam, 1971) se ha correlacionado el “substrato Mesozoico” expuesto en la parte superior de algunas quebradas que nacen en la Precordillera con la Formación Cerro Empexa, sin su base. Esta formación estaría representando el basamento de los depósitos neógenos en la zona de Moquella. La formación aflora en las quebradas de Suca, Conigua y Camiña, al este de Moquella (Pinto, 1999). Contiene depósitos sedimentarios continentales de color pardo oscuro a rojizo y amarillento de componentes volcánicos con intercalaciones de andesitas (Muzzio, 1986 y Pinto 1999); además es intruido por stocks de pórfidos riolíticos y de granodioritas en Quistagama (Camus & Fam, 1971).

Formación Azapa (Oligoceno temprano a medio)

Esta unidad que sobreyace en onlap a las unidades mesozoicas de la Cordillera de la Costa, se encuentra manteando y acuñada hacia el oeste. A los 19°30' S la edad de exposición para clastos de cuarzo datados por ²¹Ne cosmogénico, correspondía a Oligoceno a Mioceno, la que concuerda con la edad de unas ignimbritas que se intercalan dentro de esta misma formación (Dunai et al, 2005, Charrier et al, 2005) y según García et al (2011) esta tendría una edad Oligoceno temprano-medio. Consiste de hasta 500 m de conglomerados fluviales y areniscas, de clastos redondeados que decrecen hacia el oeste y se encuentran rellenando con orientación este oeste los antiguos valles, que son paralelos a los actuales (Vitor y Camarones), pero más anchos que estos (García et al., 2011).

Formación Oxaya (Oligoceno tardío a Mioceno temprano)

Unidad de ignimbritas de 80-100 m de potencia que se encuentra sobreyaciendo a la formación Azapa, y su edad entre 26 y 17 Ma (en García et al., 2004). Se compone de extensas tobas riolíticas a dacíticas, con intercalaciones de conglomerados, brechas, arenitas, limonitas y dolomitas de origen lacustre. Su potencia disminuye hacia el oeste desde los 1.000 m en la Precordillera hasta los 20 m en la Depresión Central. Dentro de cuencas de la Cordillera de la Costa, se han datado dos tobas, que están dentro de los depósitos aluviales desconectados de la Depresión Central, que se correlacionan con las ignimbritas de la formación Oxaya, dando una edad de 25 y 21 Ma (Mortimer et al., 1974; García et al., 2011). En la Precordillera, la sobreyacen estratovolcanes andesíticos del Mioceno medio a tardío como los volcanes Marquez (11-9 Ma), Sucuna (15-12 Ma) y Mamuta (14 Ma) (García et al., 2011).

Formación Latagualla (Oligoceno Superior-Mioceno Superior)

Según Pinto et al. (2004) es el equivalente de la formación Oxaya y de Altos de Pica (al norte y al sur del área de estudio respectivamente), que se expone desde la Depresión Central hasta el borde occidental de la Precordillera. Aflora en los valles de Camiña y Suca, y su localidad tipo se encuentra en el valle de Suca, en discordancia angular y de erosión sobre la Formación Cerro Empexa, exponiendo una sucesión de al menos 1.000 m de potencia variable, compuesta por depósitos sedimentarios y volcánico detríticos bien estratificados, con intercalaciones de ignimbritas y manteo hacia el suroeste. Se ha dividido en cuatro miembros (Pinto et al., 2004) que representan de este a oeste la cabecera cuerpo y pie de abanicos aluviales. Dentro de las ignimbritas se encuentran: las ignimbritas Suca y Moquella en el Miembro 1 y Nama en el Miembro 2. El Miembro uno es equivalente a la Formación Oxaya y a los Miembro 1 a 4 de la Formación Altos de Pica; y el Miembro 4 es correlacionable con el Miembro superior de la Formación el Diablo y con el Miembro 5 de la Formación Altos de Pica. La edad de esta formación fue estimada entre los 25 y 8 Ma (Pinto et al., 2004).

Formación El Diablo: (Mioceno temprano a medio):

Corresponde a la superficie de erosión actual de la Depresión Central, donde se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la Formación Oxaya. Tiene una edad entre 13,7 y 11,9 Ma en el área de Arica, y hasta 8,3 Ma cerca de Camiña (García et al., 2011). Posee 250 m de potencia,

aunque su espesor es bastante variable. Dentro de esta formación se han definido dos miembros. El Miembro inferior, de 300 m de espesor, aflora entre los valles Vitor y Camarones, al suroeste de la Depresión Central, tiene componentes sedimentarios y el techo corresponde a una toba retrabajada datada en $15,7 \pm 0,7$ Ma (García *et al.*, 2005), que conforman un ambiente aluvio-fluvial gradando a cuencas lacustrinas y de playa. García (2002) estimó tasas de sedimentación entre 24 y 33 m/Ma para el Mioceno temprano a medio. El miembro superior consiste en gravas cuarcíferas de origen volcánico y matriz arenosa, de color negro a gris cuyo espesor aumenta desde Arica hacia el sur, llegando hasta los 300 m en los sectores de Moquella y Tarapacá (Pinto *et al.*, 2004; Muñoz & Toloza, 2007), el techo de esta unidad tiene clastos provenientes de la erosión de los volcanes miocénicos cuya edad fue datada entre 11,9 y 18,8 Ma (García *et al.*, 2004). El fin de la depositación es anterior a 6 Ma (Kober *et al.*, 2007), datado con nuclideos cosmogénicos, en los depósitos pertenecientes a extensos ríos trenzados que señalan ambiente de abanicos fluvio-aluviales coalescentes, lo cual indica un clima semiárido para esa época (García *et al.*, 2011).

Lavas de Tana (Mioceno superior):

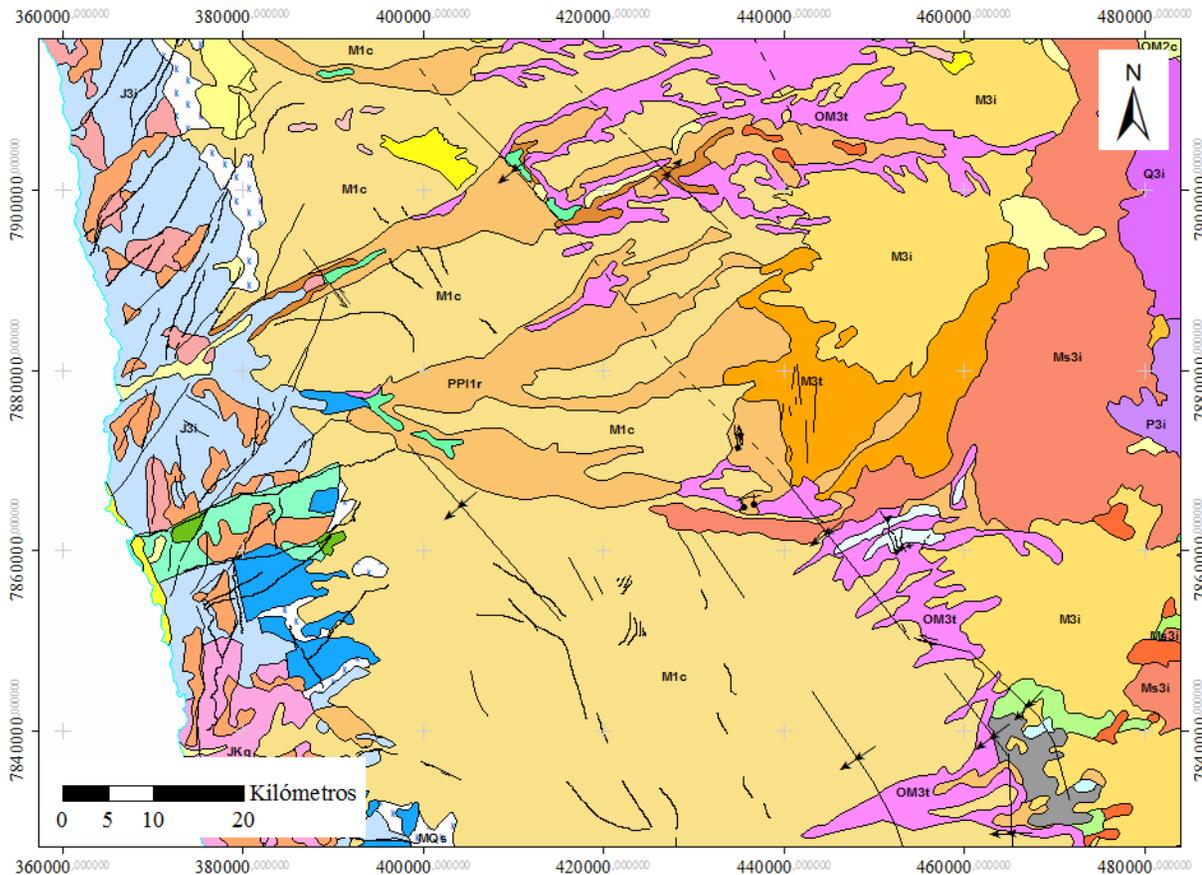
Afloran en el este de Camiña, se depositan concordantemente sobre la Formación el Diablo, y fueron datadas en una edad promedio de $8,2 \pm 0,5$ Ma (Muñoz y Sepúlveda, 1992) y en $8,3 \pm 0,5$ Ma (García *et al.*, 2004). Las lavas de Tana están concordantemente depositadas sobre la parte superior de las gravas del Diablo, al Oeste de Camiña ($19,4^{\circ}\text{S}$), rellenando un suave paleovalle

Depósitos de Deslizamientos (Plioceno- Holoceno):

Dentro del área de estudio existen extensas zonas de deslizamientos ubicadas en las Quebrada Camarones, Suca, Cuya, Camiña y Tiliviche. Así como también en Arica y el sur de Perú se encuentran los deslizamientos de Lluta y Caquilluco; y hacia el sur, en la Quebrada de Aroma y Yalañuzco. En trabajos anteriores (Pinto, 1999; Pinto *et al.*, 2004 y Pinto *et al.*, 2008) han sido descritos los deslizamientos Latagualla y Miñimiñi, que se ubican en los valles de Suca y Miñimiñe respectivamente.

Estos últimos tienen escarpes principales de orientación aproximada NS, ubicados cerca del límite de la Precordillera con la Depresión Central, se disponen en orientación NNW sobre el eje de la Flexura de Moquella, lo que según Pinto *et al.* (2004) parece ser un fenómeno característico de este borde de los Andes. Pinto *et al.* (2004) concluyeron que estos deslizamientos se habrían producido por la inestabilización provocada posteriormente a la flexura y que se encuentran afectando unidades ignimbríticas del Mioceno Inferior a Mioceno Superior. Pinto (1999) en su estudio de la evolución cenozoica, detectó estructuras de presión en el frente de estos deslizamientos.

Por otro lado los deslizamientos de laderas de las quebradas principales, de dirección E-W, se han producido por la inestabilidad de los bloques de las unidades semiconsolidadas en las partes altas de las laderas de alta pendiente, debido a la profunda incisión de las quebradas (Pinto 1999).



Cuaternario

Pl1m (*Pleistoceno*):
Secuencias sedimentarias marinas litorales o fluviales estuarinas.

Neógeno

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

MQs (*Mioceno-Cuaternario*):
Depósitos evaporíticos

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

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

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

Paleógeno

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

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

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

Cretácico

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

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

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

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

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

Jurásico

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

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

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

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

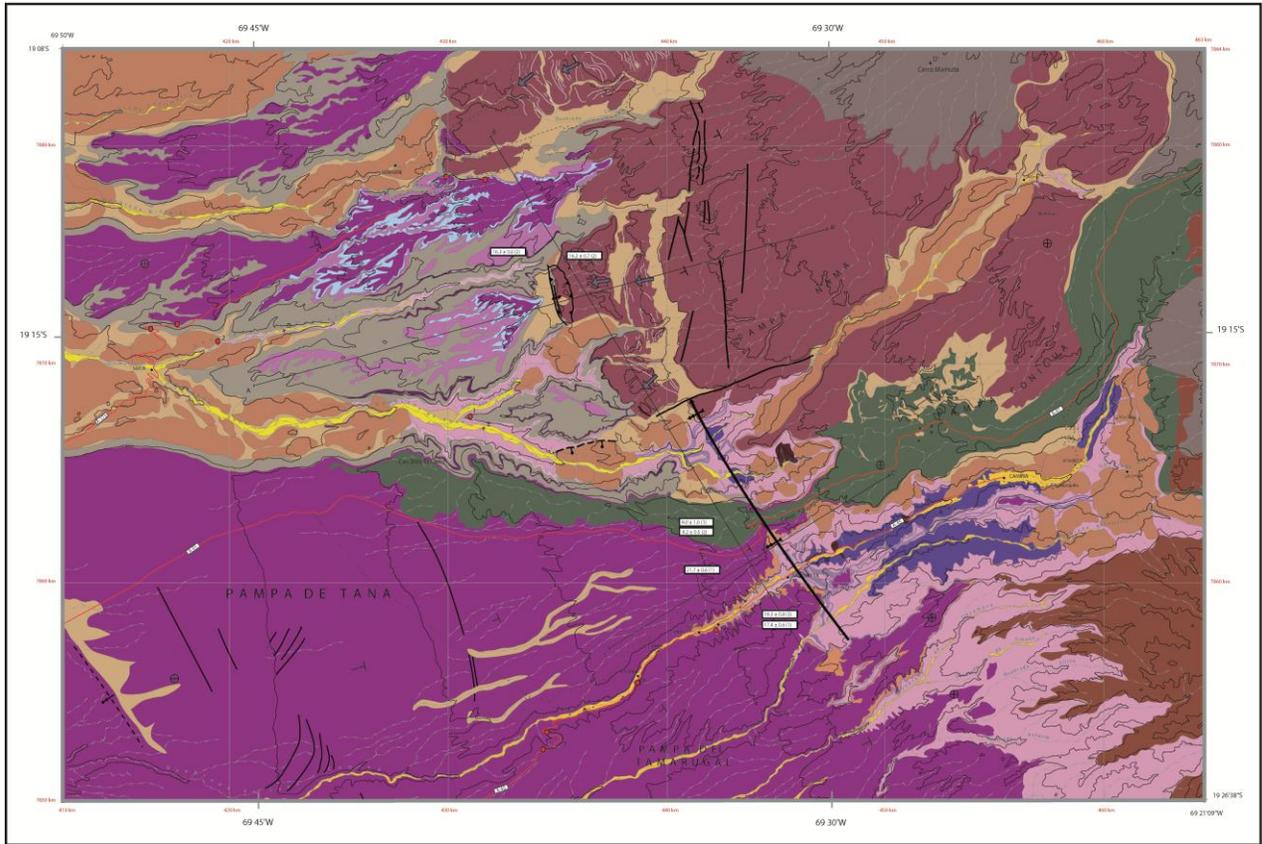
J3i (*Jurásico*): *Formación Cuya*
Secuencias volcánicas continentales y marinas.

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

Paleozoico

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

Figura 4: Sección del Mapa Geológico de Chile y leyenda, escala 1:1.000.000, SERNAGEOMIN 2003.



Depósitos aluviales, coluviales, deslizamientos.

- Depósitos aluviales.
- Sedimentos acumulados en planicies, al borde de escarpes y asociados a deslizamientos.
- Bloques deslizados en laderas de quebradas profundas.

Complejos volcánicos (Mioceno Superior)

- Colada andesítica en la Pampa de Tana y Pampa Conigua.
- Coladas andesíticas de centros volcánicos nororientales (Complejo Volcánico Mamuta - Guaichane).
- Coladas andesíticas de centros volcánicos orientales (Sierra Tolompa, Cerro Paviñanes).

Secuencia de piedemonte miocénica
(= Formación Altos de Pica, Galli y Dingman, 1962)

Unidad D

- Gravas gruesas a muy gruesas y arenas gravosas con intercalaciones de fangos.

Unidad C

- Gravas medias pumicíticas.
- Arenas medias a gruesas grises oscuras.

Unidad B

- Ignimbrita Nama.
- Ignimbrita Tarapacá.
- Conglomerados / gravas, areniscas y fangolitas.

Unidad A

- Ignimbrita Moquella.
- Ignimbrita Suca.
- a) Tobas ácidas con intercalación de conglomerados y areniscas polimícticos.
b) Niveles de conglomerados polimícticos.

Substrato (Mesozoico?)

- Intrusivos granodioríticos y riolíticos.
- Conglomerados, areniscas y lutitas de componentes volcánicos, y andesitas.

Figura 5: Mapa Geológico del borde oriental de la Depresión Central en el borde del área de Moquella y Miñimiñi. Para ubicación ver Figura 6. Extraído de Pinto, 1999.



Figura 6: Mapa resumido. Extraído de García *et al.* (2011). El recuadro señala la ubicación del mapa de la Figura 5

2.3.2 Estructuras

Existen dos sistemas de fallas inversas de vergencia opuesta, que han influido en el desarrollo paleogeográfico, la sedimentación y el levantamiento del Altiplano, un esquema simplificado se muestra en la Figura 7.

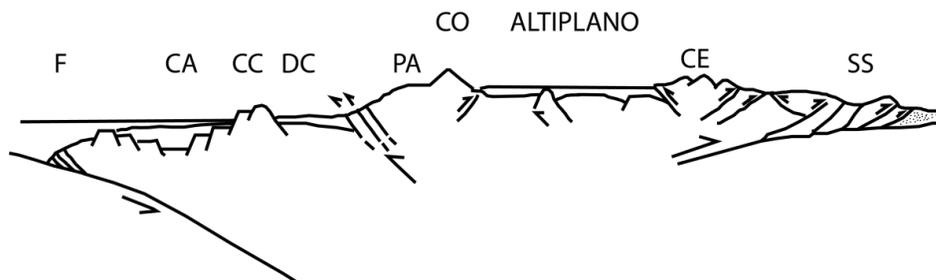


Figura 7: Perfil esquemático mostrando las principales unidades geomorfológicas del Norte de Chile. F: fosa, CA: Cuenca de Arica, CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PA: Precordillera de Antearco, CO: Cordillera Occidental, CE: Cordillera Oriental, SS: Sierras Subandinas. Extraído de Charrier *et al.*, 2005.

El sistema de vergencia oeste se desarrolla a lo largo de la Precordillera (Mortimer & Saric, 1975; Naranjo & Paskoff, 1985; Muñoz & Sepúlveda, 1992; Muñoz & Charrier, 1996; Charrier & Muñoz, 1997; García, 1996, 2002; García *et al.*, 1996, 2004; Parraguez, 1997; Riquelme, 1998; Victor & Oncken, 1999; Pinto, 1999; Victor, 2000; Farías, 2003; Pinto *et al.*, 2004a, b; Victor *et al.*, 2004; Farías *et al.*, 2005a), posee orientación N-S a NNW-SSE, y se propaga hacia el oeste en un alto ángulo con vergencia en este mismo sentido. Se encuentra afectando el basamento

Paleozoico y Mesozoico, pero solo se aprecia plegado en la cobertura Cenozoica (Charrier *et al.*, 2005) por flexuras de vergencia oeste. En la zona de Suca y Camiña, aparece la Flexura de Moquella, mientras que en Camarones se encuentra la Flexura Humayani, que corresponde a su prolongación hacia el norte. Más hacia el sur a los 19°30'S hay tres flexuras de propagación hacia el oeste, que aparecen de oeste a este: Calacala, Aroma y Soga (Farías, 2003; Farías *et al.*, 2003) con la Flexura de Aroma conectada a la Flexura de Moquella a través de una falla de rumbo sinistral NW. El alzamiento a lo largo de la Flexura de Moquella fue estimado en 700m (Pinto *et al.*, 2004); mientras que en la zona de Aroma fue calculado en 2100 m (Farías, 2003; Farías *et al.*, 2005a). A los 20°30'S, al este de Iquique, aparecen otras estructuras relacionadas a este mismo episodio, como la Flexura de Altos de Pica, y otros pliegues menores (Galli & Dingman, 1962; Victor & Oncken, 1999; Victor, 2000; Victor *et al.*, 2004).

De acuerdo a Pinto *et al.* (2004), la flexura de Moquella habría estado activa entre los *ca.* 21 y 16 Ma (y, probablemente, entre 25 y 8 Ma si se comprueba la edad de las ignimbritas más antiguas de la Formación Latagualla y si la deformación afectó a la Lava de Tana) al igual que las flexuras Aroma, Soga (*ca.* 26-8 Ma.). Mientras que la actividad en la Flexura Humayani ocurrió entre los *ca.* 9 y 0 Ma. (García, 2001).

El sistema de vergencia este se desarrolla al este del primer sistema, y fue definido en la zona de Chucal, en la Cordillera Occidental (Riquelme, 1998; Hérail & Riquelme, 1997; Riquelme & Hérail, 1997; David *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2005b).

Las características descritas para la Precordillera de antearco pueden ser continuadas en la Región de Iquique (Altos de Pica), donde diversos autores han propuesto un sistema de *pull apart* además de las características contraccionales de vergencia este (Victor, 2000; Victor & Oncken, 1999; y Victor *et al.*, 2004).

2.4 Sismotectónica

El margen convergente chileno se caracteriza por una alta tasa de sismicidad. Existen registros históricos desde 1912, y a mediados del siglo XX se comenzó a registrar en sismómetros. En este capítulo se caracterizará la sismicidad actual del área de estudio, para posteriormente comparar la influencia de los distintos tipos de sismicidad sobre los deslizamientos.

2.4.1 Sismicidad Histórica

A lo largo del margen continental sudamericano ocurren dos grandes tipos de sismicidad: la sismicidad intracontinental y la sismicidad de subducción, estas se caracterizan del modo indicado en la Figura 8.

La sismicidad intracontinental corresponde a la que involucra los eventos sísmicos que ocurren dentro de la placa continental sudamericana, tanto en la corteza como en el manto superior. Estos eventos superficiales se producen por el esfuerzo intraplaca inducido por la subducción en la placa continental, lo que contribuye a la generación de relieve; y se encuentran asociados a fallas superficiales de cualquier tipo, un ejemplo en el norte es el sismo ocurrido en Aroma el 2001 ($M_w = 6,3$).

La sismicidad de subducción incluye a todos los eventos que ocurren dentro de la Placa de Nazca o en su contacto con la placa superior (o continental). El margen de subducción chileno se puede subdividir en cuatro zonas sismogénicas:

- Sismos *Outer-rise*, se producen por los esfuerzos extensivos debidos a la flexión de la placa Nazca antes de la zona de contacto. Alcanzan magnitudes de hasta $M_w=6$, pero no provocan efectos importantes en la placa Sudamericana.

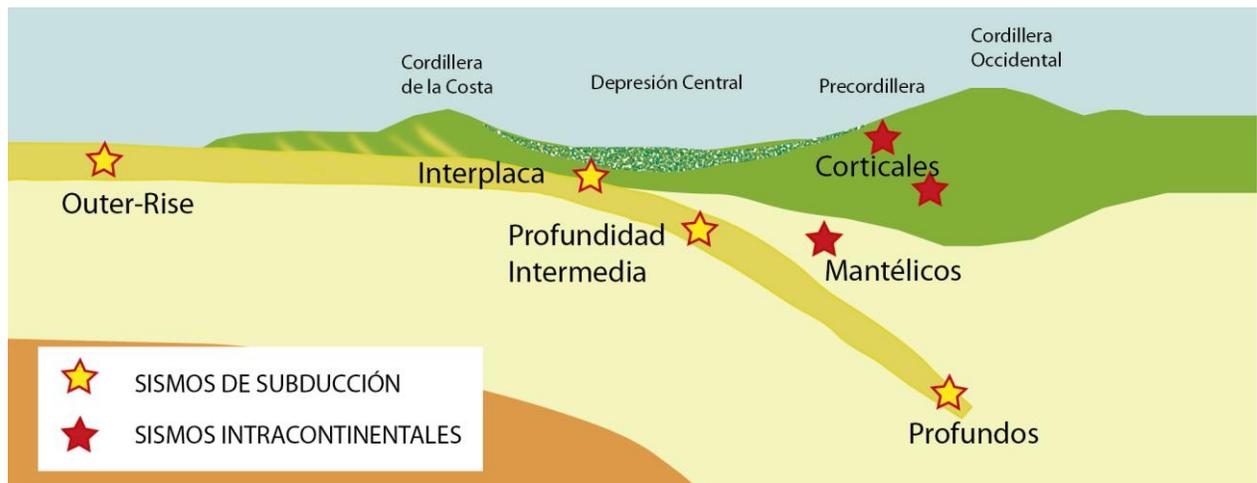


Figura 8: Sismicidad en el margen chileno. Eventos de subducción (estrellas amarillas) y eventos intracontinentales (estrellas rojas). Se especifican las distintas categorías de cada tipo. Extraído de David (2007).

- b) Sismos de interplaca y asociados a su contacto, se producen por la liberación de energía a partir de la zona de contacto de la convergencia entre la placa continental de Sudamérica y la Placa de Nazca (contacto sismogénico) entre 10 y 60 km de profundidad aproximadamente (Tichelaar & Ruff, 1991, Comte *et al.*, 1994), Ejemplos de esto son los sismos de Antofagasta de 1995 ($M_w=8,1$) y el de Tocopilla de 2007 ($M_w = 7,8$).
- c) Sismos de intraplaca de profundidad intermedia, se producen a profundidades entre 70 y 120 km por el fracturamiento tensional de la placa de Nazca, donde esta se quiebra por su propio peso o por roce con el manto viscoso. Ejemplos: Punitaqui 1997 ($M_w = 7,9$), Calama 1950 ($M_s = 8,0$) y Tarapacá 2005 ($M_w = 7,9$).
- d) Sismos de subducción profundos: ocurren dentro de la placa en subducción, entre 300 y 700 km de profundidad. El mecanismo que puede explicar sismos a tal profundidad está aún en discusión, no tiene relación con la reología de la placa que subduce, sino con cambios de fase mineralógica.

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

Entre Arica y la Península de Mejillones ($18^{\circ}30'S-23^{\circ}S$) los mayores temblores de interplaca ($M>8$) ocurrieron en 1545, 1615, 1768, y 1877 con un período medio de recurrencia de 111 ± 33 años (Comte & Pardo, 1991). El 14 de Noviembre del 2007, ocurrió uno ($M_w=7,8$), en la región costera a 40 km al sureste de la ciudad de Tocopilla. En el sur de Perú han sido un poco más frecuentes, con ocurrencia en 1513, 1604, 1715, 1784, 1868 y el 23 de Junio del 2001 ($M_w=8,4$, interplaca a 33 Km de profundidad), cuya área de ruptura terminó a los $17^{\circ}40'S$ (en Ilo) (Comte *et al.*, 2002).

En el continente de antearco, últimamente, se han detectado cientos de eventos sísmicos de pequeña magnitud y profundidad cortical somera. David *et al.* (2002) mostraron la existencia de una estructura de manteo al oeste en el antearco, que se extiende desde la zona de Wadati-Benioff bajo la Depresión Central (a ~ 60 km de profundidad) hasta el tope de la corteza en el lado este de la cordillera Occidental; basados en los mecanismos focales constreñidos en este sector Farías *et al.* (2005) interpretaron que la estructura correspondía a una falla inversa de vergencia este.

El 24 de Julio del 2001, cercano a la localidad de Aroma, ocurrió un sismo ($M_w = 6,3$) cortical de profundidad somera (~ 10 km de profundidad), ubicado bajo la zona de la Precordillera justo en la curva de la Flexura Aroma; y tuvo un mecanismo focal indicó un *strike-slip* que podría corresponder a N-S dextral o a E-W sinistral (Farías *et al.*, 2005). Este sismo tuvo una réplica el 14 de Enero del 2002 (Chusmiza, $M_w = 5,9$). El hecho de que no haya habido sismicidad cortical en la región de Aroma hasta antes del sismo del 24 de Julio (Comte *et al.*, 2003 a) sugiere una relación temporal y espacial entre la deformación cortical en la Precordillera y la actividad sísmica de interplaca en la región de Arica (Martinod *et al.*, 2002).

Basados en la ubicación de las réplicas del sismo de Aroma, Farías *et al.* (2005) sugieren que este sismo pudo haberse debido a la reactivación de una falla antigua del basamento, localizada en el substrato paleozoico del valle Aroma. Además destacan que esta misma falla parece haber controlado la posición y geometría de la flexura de Aroma (Oligoceno-Neógeno). Y proponen

que la dispersión de las réplicas en el segmento norte puede ser el resultado del ajuste de los bloques corticales separados por la curvatura de la flexura. Que la tendencia de la falla de Soga sea WNW-ESE inmediatamente al norte del área de ruptura, es interpretado por Farías *et al.* (2005) como deformación en el rumbo transferido por esta estructura, la cual es perpendicular a la tendencia de las flexuras, provocando el cabalgamiento del bloque norte sobre el del sur.

2.4.2 Sismicidad Actual

Para caracterizar la sismicidad en la zona, se ubicaron todos los sismos cuyos hipocentros se encuentran entre los (-73,483, -19,818 y -67,956, -18,667) a partir de la base de datos de la USGS y del servicio sismológico nacional.

Los datos tomados de la USGS (*U.S. Geological Survey*) comprenden desde 1973 hasta Mayo del presente año (2012). Preferencialmente se utilizaron los datos del Servicio Sismológico Chileno a partir del año 2004 recolectados por red sismológica y telemétrica permanente RESISTE-ARICA y por otras dos estaciones sismológicas temporales. En la Figura 9 se muestra la disposición de estos sismos en planta junto a las estructuras regionales.

Sismicidad intracontinental de profundidad somera:

Como se observa en la Figura 9, no existen datos actuales de sismicidad cortical asociados a la Flexura de Moquella, y tampoco los hay de micro-sismicidad ($M < 3$, comunicación directa con Diana Comte); en cambio, hacia el sur de esta se registra actividad sísmica en la Flexura de Aroma desde el año 2001 (Aroma, $M_w = 6,3$ y sus réplicas), que no es posible correlacionar directamente con la de la Flexura Moquella. Considerando todos estos datos no es posible establecer la actividad sísmica de la Flexura de Moquella, ya que la ventana de tiempo de la muestra (1973-2012) es muy pequeña para concluir si la Flexura de Moquella está o no sísmicamente activa actualmente.

Sismos de subducción de interplaca y asociados a su contacto:

En la Figura 9 se puede observar un serie de sismos de subducción de magnitud mayor a 5,5, ejemplos de grandes sismos cercanos a la zona de estudio son Antofagasta de 1995 ($M_w = 8,1$) y el de Tocopilla de 2007 ($M_w = 7,8$).

Sismos de profundidad intermedia:

Es sabido que en esta zona existe sismicidad de este tipo como por ejemplo el evento de Tarapacá del 2005 ($M_w = 7,9$); además se observa sismicidad profunda hacia el este de la Flexura de Moquella (Figura 9) con una orientación principal NNW.

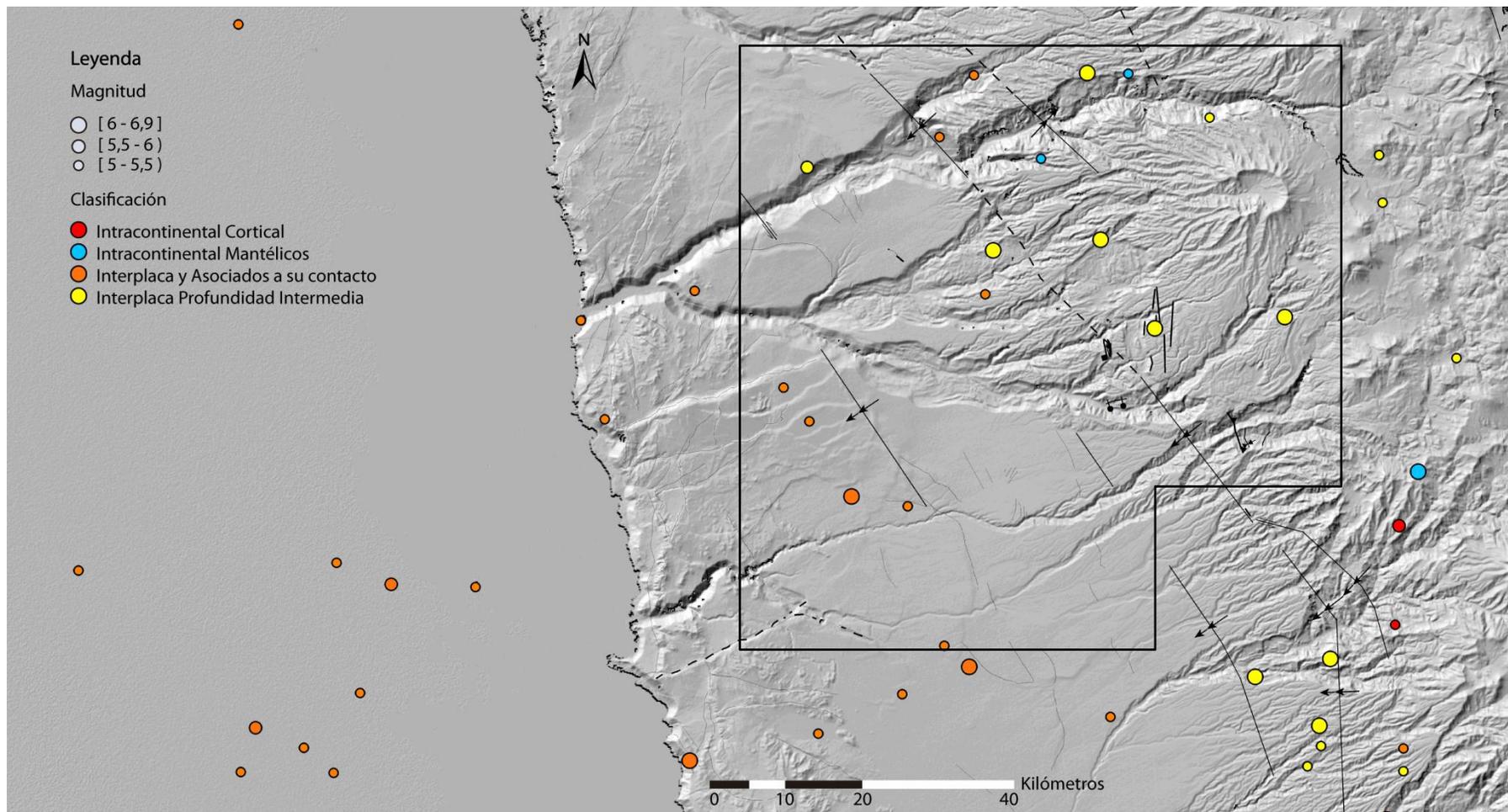


Figura 9: Ubicación en planta de los epicentros de sismos extraídos de la USGS y SS chileno 1973-2012. Se señala el tipo de sismicidad por colores y magnitud por tamaño. La sismicidad intracontinental fue separada en cortical y mantélica, y la interplaca en somera y profunda de acuerdo a lo mostrado en la Figura 8. La zona de estudio se encuentra enmarcada en un recuadro.

3. Estudios anteriores sobre los Megadeslizamientos

En el trabajo realizado por Pinto (1999), fueron descritos dos sectores afectados por megadeslizamientos que se encuentran en la zona oriental de las Quebradas Miñimiñi y Latagualla (Figura 10). Estos ocurrieron con posterioridad a la incisión de 8-9 Ma atrás, y se han correlacionado con la actividad de la flexura de Moquilla (Pinto *et al.*, 2008).

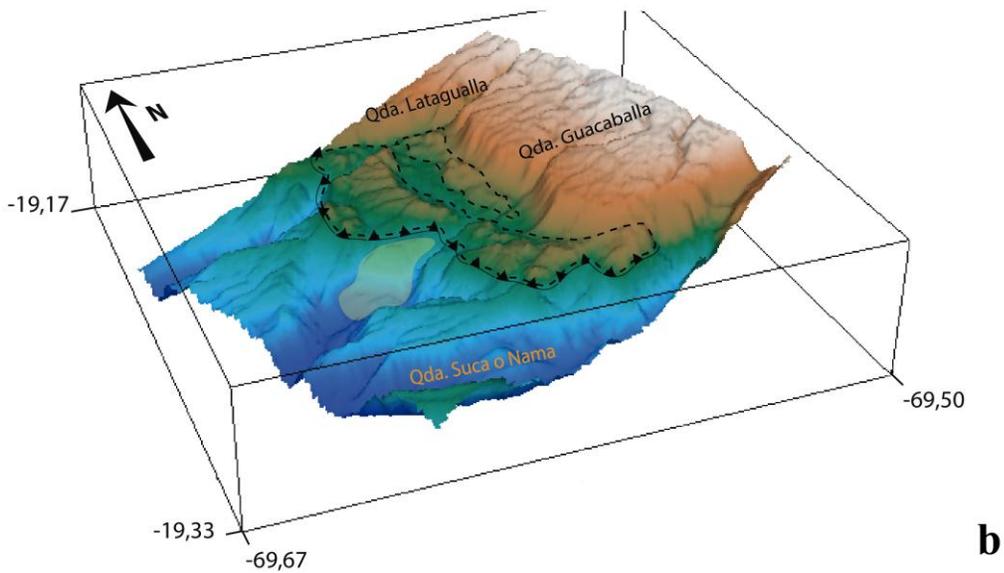
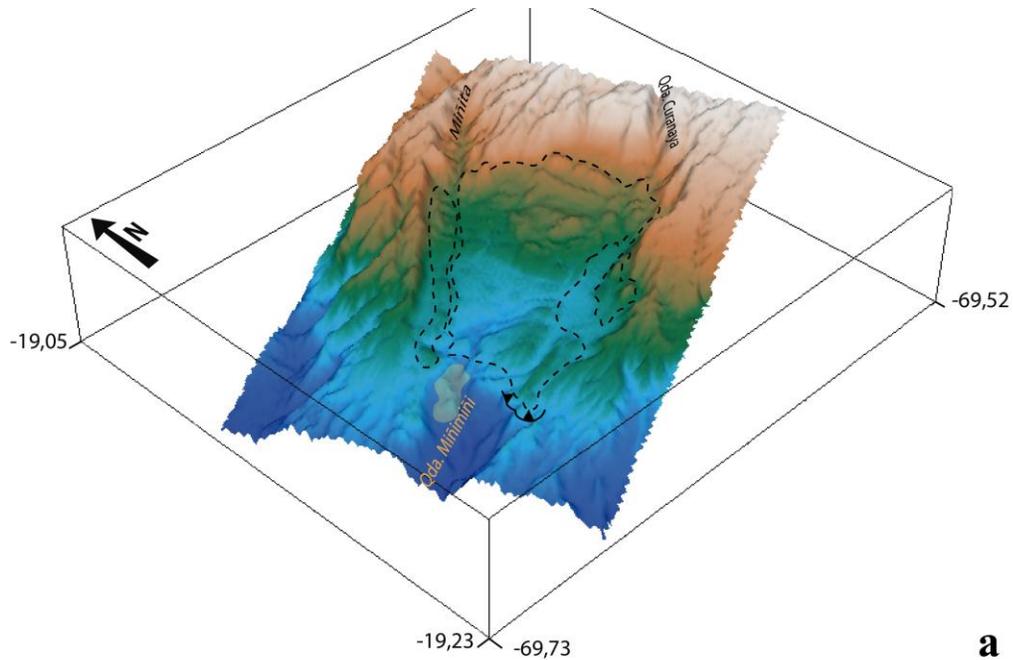


Figura 10: Modelo de elevación digital para megadeslizamientos Latagualla (a) y Miñimiñi (b). Las fallas inversas indican plegamiento (Pliegues de Guacaballa en b). Los sectores destacados con amarillo pálido encierran avalanchas reactivadas en el pie de los megadeslizamientos. (b) Modificado de Pinto *et al.*, 2008.

3.1 Deslizamiento Miñimiñi

Este deslizamiento se encuentra al este del pueblo de Miñimiñi, afectando un área de 57 km². Posee 11 km de largo en la dirección de propagación del movimiento, es decir desde la cicatriz hasta el pie del depósito, y 5,5 km de ancho. A continuación se expone el listado de características descritas por Pinto (1999) para este deslizamiento:

- La superficie de deslizamiento se desarrolló en un nivel sedimentario (nivel sedimentario B, Pinto, 1999) de la secuencia de piedemonte miocénica.
- El escarpe principal dejó un desnivel de 350 m y en su frente se formó un lóbulo con un escarpe menor a 200 m de alto.
- Está limitado al norte por un escarpe con derrubios y al sur por una zona de abundante acumulación de detritos, en el valle de la Quebrada Cuanalla, los cuales están asociados a las partes laterales de los bloques deslizados.
- Existen varias formas de plegamiento, con derrubios asociados, zonas de estancamiento de sedimentos, fallas normales e inversas de pequeña escala (0,1-1 km de largo) con las que se acomodan los bloques deslizados hacia el oeste, además detecta zonas de brechas principalmente en los bordes laterales y estratos verticales en el frente del deslizamiento.
- Define la dirección de propagación de movimiento como S74°W, basándose en la forma de pequeños pliegues superficiales que se generaron por el desplazamiento de los bloques deslizados de menor tamaño.

3.2 Deslizamiento Latagualla

Este deslizamiento se encuentra al sureste de Miñimiñi, entre la Quebrada Latagualla y la Quebrada Suca. Afecta un área de aproximadamente 36 km², y un volumen de aproximadamente 5,4 km³ (Pinto et al., 2008). Se extiende desde la Pampa Nama hacia el oeste, con un ancho cercano a 9 km en dirección NNW y un largo de 4 km en la dirección del movimiento, hacia el WSW (Pinto, 1999). De acuerdo a Pinto (1999) algunas características de este deslizamiento son:

- Se desarrollaron en el mismo nivel sedimentario que el deslizamiento Miñimiñi.
- Este deslizamiento se produjo en tres bloques principales de gran tamaño, los cuales tuvieron direcciones de deslizamiento diferentes. El del norte, de mayor tamaño, tuvo dirección de propagación WSW, mientras que los dos del sur, en dirección SW.
- Se generó un valle debido a la traslación de los bloques, que se encuentra limitado por dos escarpes paralelos de geometría aserrada, con desniveles de 70 m en el escarpe occidental y 300 m en el escarpe oriental (la cicatriz del deslizamiento).
- Describe un pliegue de presión generado en el frente de deformación del bloque de mayor tamaño (el del norte). Este se limita por dos fallas inversas de vergencia opuesta, que alzan un bloque de 1600*700 m² (en planta), y 300 m de alto.
 - Bloque alzado: Este bloque se constituye por una parte de la Unidad B, incluyendo la Ignimbrita Tarapacá (vitrófiro de Nama) y la Ignimbrita Nama como último nivel. Se desarrolló en el pie del deslizamiento, dejando un escarpe de 200 m de altura con respecto

al techo de la cabeza del deslizamiento y se asemeja a un pop up y en su cima se distingue una laguna seca atrapada.

- Pliegue de Guacaballa: se encuentra entre las quebradas Latagualla y Guacaballa, dentro del bloque alzado. El eje es subhorizontal, de orientación N14°W y vergencia al WSW. La Ignimbrita de Tarapacá (nivel guía) es horizontal frente y tras la zona del bloque y pliegue de presión.
- Los estratos que se encuentran bajo la base del deslizamiento no están deformados, la ruptura es relativamente plana (varía entre 5° y 10°) y se habría formado en la unidad B de la secuencia de piedemonte miocénica; la cual se encuentra infrayaciendo a la Ignimbrita de Tarapacá, y el bloque sobre esta secuencia se compone principalmente por la Ignimbrita de Nama.
- Describió tres zonas de acumulación de sedimentos asociados: (a) en el valle generado al este de la cabeza del escarpe; (b) justo al norte del gran escarpe donde se produjo la ruptura de la Ignimbrita de Tarapacá; y (c) frente al bloque alzado, al pie del deslizamiento.

En el estudio realizado por Pinto *et al.* (2008) fue encontrada una capa arcillosa (Figura 11 b), pobremente litificada, a lo largo del contacto entre la Ignimbrita de Tarapacá y un estrato clástico de la Formación Latagualla; la cual posiblemente se formó por alteración durante el emplazamiento de la ignimbrita sobre las capas sedimentarias. En aquel estudio proponen que esta corresponde a la superficie de cizalle del deslizamiento, debido al estrés diferencial en comparación con la ignimbrita y el estrato sedimentario.

Pinto *et al.* (2008) distinguieron tres etapas (Figura 11 a) en el emplazamiento del Deslizamiento Latagualla, que corresponden a las siguientes:

Etapas 1: Transferencia al oeste del bloque número 1, su desplazamiento fue estimado por estos autores en 2,3 km.

Etapas 2: deformación por compresión del frente del deslizamiento y aumento de la tensión en el bloque 2, mediante un *pop-up* entre dos fallas de vergencia opuesta, acompañado por plegamiento. Además se formaron fallas inversas en el sur-este de Miñimiñi, todas estructuras de deformación del frente del deslizamiento. Esta etapa es casi sincrónica con la primera.

Etapas 3: emplazamiento del bloque número 3, caracterizado por una estructura interna caótica, preservada al pie del escarpe del deslizamiento principal. Ellos interpretaron este evento como un reajuste gravitacional del escarpe posterior al movimiento del primer bloque.

La edad del deslizamiento no ha sido determinada, pero es anterior a la incisión de los valles actuales (8-9 Ma atrás). Durante ese período la erosión de las quebradas era mucho más somera, por lo que la tabla de aguas permanecía mucho más alta que actualmente (Pinto, 1999).

Los deslizamientos Latagualla y Miñimiñi se produjeron en el lado oeste de la Flexura de Moquella, la cual marca el límite entre la Precordillera y la Depresión Central, y que resulta de la actividad de una falla ciega.

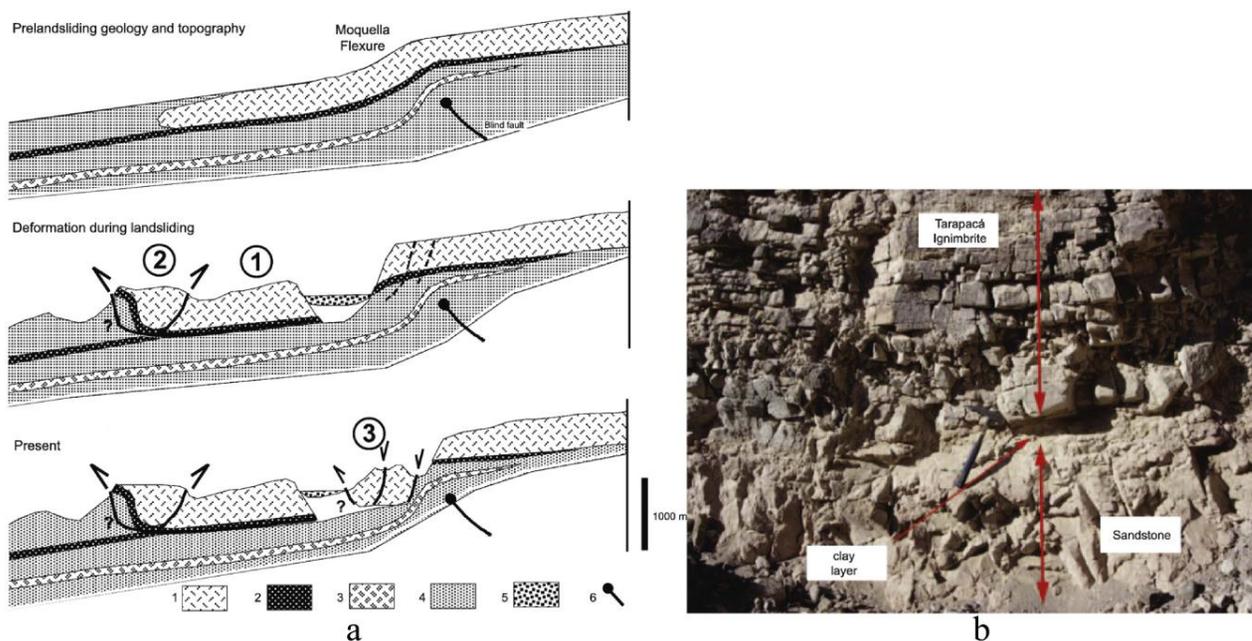


Figura 11: Desarrollo del megadeslizamiento Latagualla. (a) Etapas de evolución del Megadeslizamiento Latagualla en tres bloques, propuestas por Pinto (1999). (b) Capa arcillosa intermedia (marcada en negro en a) encontrada en el depósito de Latagualla, entre la Ignimbrita de Tarapacá sobreyacente y una arenisca infrayacente, pertenecientes al Miembro 2 de la Fm. Latagualla. Ambas extraídas de Pinto et al., 2008.

De acuerdo a los análisis de estabilidad realizados por Pinto *et al.*, 2007 y 2008 (Tabla 1), la aceleración provista por un sismo fue necesaria para gatillar el deslizamiento; esta afirmación se fundamenta en la estimación de las condiciones de los materiales que componen el deslizamiento con anterioridad al desplazamiento y a la posición que probablemente tenía la tabla de aguas.

Dadas las condiciones locales de 8-9 Ma atrás (morfología, pendientes y nivel freático somero), un sismo de gran magnitud con probable origen en una falla ciega, cuya expresión superficial está cercana a la Flexura Moquella, pudo haber provisto las fuerzas de desestabilización necesarias para gatillar estos deslizamientos. Actualmente no se darían las condiciones necesarias para tales mega-deslizamientos ya que el nivel freático se encuentra bajo la superficie de ruptura de el deslizamiento Latagualla, y además las pendientes se encuentran más estables por lo que las aceleraciones horizontales necesarias para desencadenar el movimiento son muy altas; sin embargo se podría desestabilizar el talud de las quebradas mediante pequeños sismos (Pinto *et al.*, 2008).

Según los resultados obtenidos por Pinto *et al.* (2007), en cuyo análisis de estabilidad utilizaron los parámetros de la Tabla 1, un terremoto con una aceleración de 0,8 g podría provocar un gran deslizamiento como el de Latagualla. Por otro lado, Pinto *et al.* (2008) en análisis geotécnicos de la arcilla (superficie de ruptura del deslizamiento Latagualla) y análisis de estabilidad de taludes encontraron que el macizo rocoso pudo haber fallado durante un fuerte sismo con aceleraciones *peak* un poco mayores a 1 g. Estos niveles de aceleraciones se han encontrado cerca del epicentro en los últimos sismos superficiales en Chile. Por lo tanto, un antiguo terremoto fuerte en la flexura, dadas las favorables condiciones geomorfológicas, puede haber inducido al mega deslizamiento (Pinto *et al.*, 2008).

Tabla 1: Parámetros utilizados por Pinto *et al.* (2007) para realizar el análisis de estabilidad del deslizamiento de Latagualla. Traducida de Pinto et al. (2007).

	Caso 1	Caso 2	Caso 3	Unidades
Altura del terreno, H	100,00	100,00	100,00	m
Densidad, γ	18,00	18,00	18,00	KN/m ³
Cohesión, c	88,80	88,80	88,80	KN/M2
Componente horizontal de la aceleración hacia arriba, k_v	0,75	0,56	1,15	m/s
Componente vertical de la aceleración hacia abajo, k_v	0,38	0,28	0,58	m/s
Inclinación de los terrenos, α	0,38	0,28	0,58	m/s
Ángulo de fricción interna, ϕ	5,00	5,00	5,00	grados
Factor de seguridad sin aceleración sísmica	40,00	40,00	40,00	grados
Factor de seguridad sin aceleración sísmica	10,16	10,16	10,16	
Factor de seguridad sin componente vertical de la aceleración	1,00	1,32	0,65	
Factor de seguridad sin componente vertical de la aceleración hacia arriba	0,65	1,00	0,27	
Factor de seguridad sin componente vertical de la aceleración hacia abajo	1,32	1,62	1,00	

El mecanismo gatillador del paleo-deslizamiento de Latagualla, también fue estudiado por Darrozes et al. (2007) mediante el constreñimiento de las características del macizo, valor de la pendiente, cambios climáticos, y actividad de la paleo-sismicidad. La cohesión de la arcilla que corresponde a la superficie del deslizamiento, varía desde 90 kPa a 30 kPa bajo condiciones no saturadas a saturadas (Pinto et al., 2007). El ángulo de fricción es muy estable y cercano a 40° y el peso unitario del macizo rocoso varía de 20 kN/m³ para rocas fuertemente meteorizadas a 25 kN/m³ para roca no meteorizada (Darrozes et al., 2007). Calcularon la intensidad de Arias y magnitud de momento para el Deslizamiento de Latagualla usando el modelo de Ingles *et al.* (2006) (Figura 12), y definieron las características de los materiales para los cálculos del factor de seguridad asísmico. El factor de seguridad estático que resultó de su estudio, mostró que los parámetros que suelen gatillar deslizamientos como la carga, la meteorización de la pendiente y la presión de aguas subterráneas no son suficientes para haber iniciado el deslizamiento.

El factor de seguridad que obtuvieron predijo estabilidad de la pendiente, incluso bajo las condiciones más severas, por lo que incorporaron la condición de sismicidad como necesaria. Dadas las características del deslizamiento de Latagualla (gran volumen, bajo ángulo, superficie del deslizamiento profunda, y materiales de resistencia relativamente alta) debería haber ocurrido un sismo muy fuerte y de larga duración, tal que las vibraciones provocadas por este fueran capaces de gatillar el deslizamiento (de alta magnitud e intensidad de Arias, Darrozes *et al.*, 2007). Finalmente estos autores utilizando un desplazamiento crítico de 10 cm, obtuvieron una intensidad de Arias de 16,84 m/s y magnitud de momento $M_w = 6,98$ a 15 km del deslizamiento, $M_w = 8,26$ a 50 km del deslizamiento, y $M_w = 9,2$ a 120 km del deslizamiento.

De acuerdo a Darrozes *et al.* (2007) existen dos escenarios posibles: un sismo cortical somero de $M_w \sim 7$ (a una distancia cercana a 15 km del deslizamiento) o un sismo de subducción de interplaca muy fuerte M_w mayor a 9 (a una distancia cercana a 110 km). Cabe notar que alrededor de este deslizamiento se encuentran muchos otros de características similares afectando los mismos niveles litológicos (ignimbrita de Tarapacá), además de encontrarse en el limbo frontal de la Flexura de Moquella y que la pendiente en cual se desarrollan es inferior a 10°. En ambos casos es necesaria la presencia de nivel freático somero, estos autores proponen que la

vecindad a los ríos que se encontraban en esa época habría dado las condiciones necesarias. Estos ríos corresponden a los dos ríos limitantes que formaban un canal cercano al plano de ruptura, por lo que habrían podido aumentar drásticamente la tabla de aguas, permitiendo que se iniciase el deslizamiento; además Darrozes *et al.* (2002) los atribuyen como los causantes de la separación previa del deslizamiento en tres bloques.

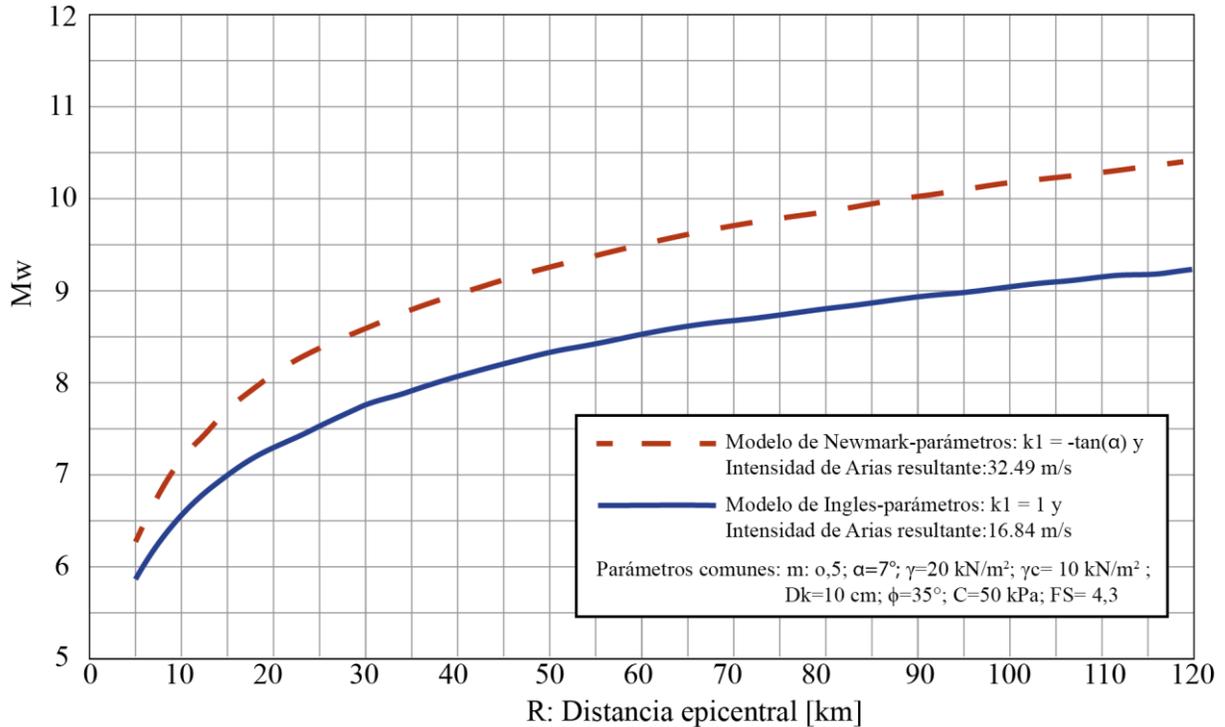


Figura 12: Variación de la Magnitud de momento M_w versus distancia a la fuente sísmica determinada: el desplazamiento crítico DN fue considerado en 10 cm. Para Ingles *et al.* (2006) (línea azul) utilizaron un radio de aceleración sísmica vertical a horizontal $k_1=1$ y la Intensidad de Arias resultó 16.84 m/s. Para el modelo de Newmark (1965) (línea punteada) usaron $k_1 = -\tan(\alpha)$ y la Intensidad de Arias resultó en 32.49 m/s. Tomado de Darrozes *et al.*, 2007.

4. Metodología de análisis

4.1 Marco Teórico

Las Remociones en masa pueden ocurrir tanto en suelo, como en roca. En este estudio se analizarán las remociones de gran magnitud ($\sim 10^6 \text{ m}^3$) que hayan ocurrido en roca, dentro de las cuales fueron consideradas: avalanchas de roca, deslizamientos rotacionales (*slumps*), deslizamientos traslacionales (deslizamientos de roca en bloque) y deslizamientos compuestos.

4.1.1 Tipos de remociones en masa

4.1.1.1 Deslizamientos rotacionales (*Slump*)

Es un tipo de deslizamiento en el cual la masa se mueve a lo largo de una superficie de falla curva y cóncava. Los movimientos en masa rotacionales muestran una morfología distintiva, caracterizada por un escarpe principal pronunciado y una contrapendiente de la superficie de la cabeza del deslizamiento hacia el escarpe principal. La deformación interna de la masa desplazada es usualmente muy poca. Debido a que el mecanismo rotacional es auto-estabilizante, y este ocurre en rocas poco competentes, la tasa de movimiento es con frecuencia baja, excepto en presencia de materiales altamente frágiles como las arcillas sensitivas. Los deslizamientos rotacionales pueden ocurrir lenta a rápidamente, con velocidades menores a 1 m/s.

4.1.1.2 Deslizamientos traslacionales:

Es un tipo de deslizamiento en el cual la masa se mueve a lo largo de una superficie de falla plana u ondulada. En general, estos movimientos suelen ser más superficiales que los rotacionales y el desplazamiento ocurre con frecuencia a lo largo de discontinuidades como fallas, diaclasas, planos de estratificación o planos de contacto entre la roca y el suelo residual o transportado que yace sobre ella (Cruden & Varnes, 1996). En un macizo rocoso, este mecanismo de falla ocurre cuando una discontinuidad geológica tiene una dirección aproximadamente paralela a la de la cara del talud y buza hacia esta con un ángulo mayor que el ángulo de fricción (Hoek & Bray, 1981). En los casos en que la traslación se realiza a través de un solo plano se denomina deslizamiento planar (Hoek & Bray, 1981). La velocidad de los movimientos traslacionales puede variar desde rápida a extremadamente rápida.

4.1.1.3 Deslizamientos compuestos:

Algunos deslizamientos tienen superficies de falla que no son ni rotacionales ni planares, fueron denominados por Hutchinson (1988) como deslizamientos compuestos. La superficie de ruptura se desarrolla a lo largo de planos de plegamiento, o por la intersección de varias discontinuidades planares o por la combinación de superficies de ruptura y de planos de debilidad de la roca. El movimiento a lo largo de superficies de deslizamiento compuestas no es cinemáticamente posible sin que ocurra cizalla interna significativa en el cuerpo del deslizamiento (Hutchinson, 1988). Los deslizamientos compuestos usualmente presentan un control estructural resultando en superficies de ruptura irregulares de complejidad variable. El tipo más común de deslizamiento compuesto incluye movimiento rotacional a lo largo de un escarpe principal seguido de un desplazamiento a lo largo de una superficie de debilidad casi horizontal, usualmente paralela a la estratificación en rocas sedimentarias. Usualmente los deslizamientos compuestos se caracterizan por pequeños escarpes y la formación de estructuras de “graben” o fosa, lo cual los diferencia morfológicamente de los deslizamientos rotacionales.

En consecuencia, las propiedades mecánicas del cuerpo del deslizamiento juegan un papel importante en los deslizamientos compuestos, en contraste con los deslizamientos rotacionales o traslacionales, que no requieren deformación interna y en los cuales la resistencia al deslizamiento radica en las propiedades de la superficie de ruptura.

4.1.1.4 Avalancha de rocas:

Las avalanchas de rocas son flujos de gran longitud extremadamente rápidos, de roca fracturada, que resultan de deslizamientos de roca de magnitud considerable (Hungr et al., 2001). Pueden ser extremadamente móviles y su movilidad parece crecer con el volumen. Sus depósitos están usualmente cubiertos por bloques grandes, aun cuando se puede encontrar bajo la superficie del depósito material fino derivado parcialmente de roca fragmentada e incorporada en la trayectoria. Algunos depósitos de avalanchas pueden alcanzar volúmenes del orden de kilómetros cúbicos y pueden desplazarse a grandes distancias; con frecuencia son confundidos con depósitos morrénicos. Las avalanchas de rocas pueden ser muy peligrosas, pero afortunadamente no son muy frecuentes incluso en zonas de alta montaña. Algunas avalanchas de roca represan ríos y pueden crear una amenaza secundaria asociada al rompimiento o colmatación de la presa. Las velocidades pico alcanzadas por las avalanchas de rocas son del orden de 100 m/s, y las velocidades medias pueden estar en el rango de 30–40 m/s.

4.1.2 Características de los deslizamientos y geometría

La nomenclatura específica para las características de los deslizamientos, así como también para las dimensiones y geometría de estos fue especificada por la Comisión de Deslizamientos de la IAEG (*International Association for Engineering Geology and the Environment*) (1990), mediante el diagrama idealizado de un deslizamiento mostrado en la Figura 13.

En esta, las distintas partes de los deslizamientos se señalan por números, cuya definición se muestra en la Tabla 2, y la nomenclatura original proviene de Varnes (1978). El volumen alcanzado en la zona de acumulación (15) puede ser mayor que el de la zona de pérdida (14), ya que el material suele dilatarse durante el deslizamiento.

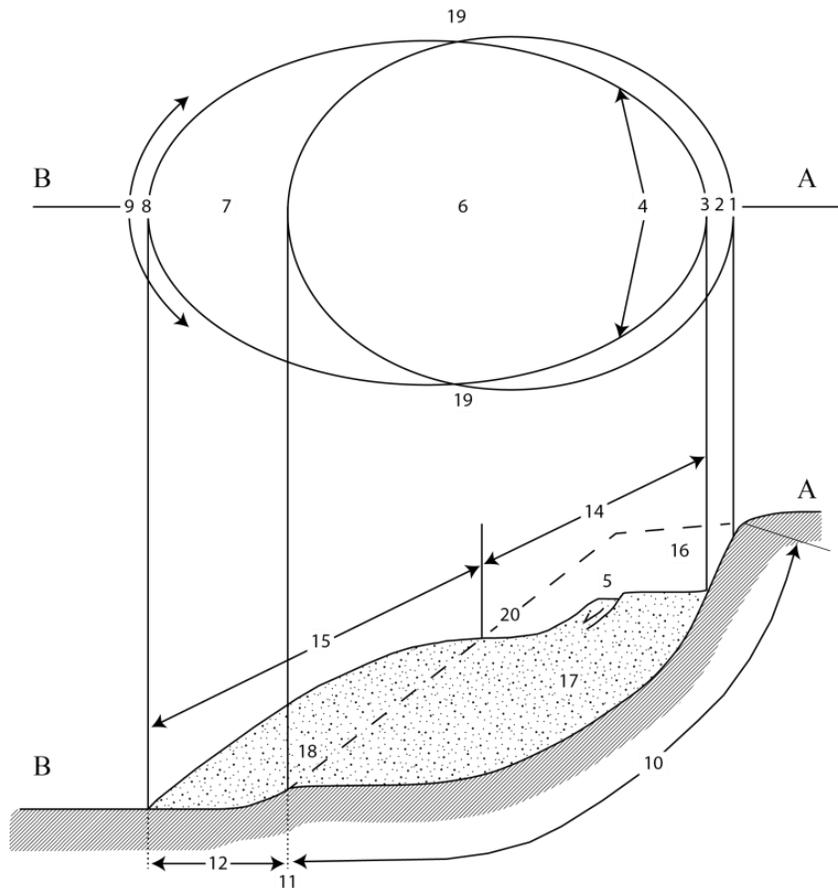


Figura 13: Características de los Deslizamientos en un dibujo esquemático (Comisión acerca de Deslizamientos, 1990. Extraído de Cruden y Varnes, 1996). Porción superior: esquema de la planta de un deslizamiento típico, en el cual la elipse más pequeña indica la traza de la superficie de ruptura de la superficie de tierra original. Porción inferior: la zona sombreada indica la superficie inalterada, la zona jaspeada indica el material desplazado, y la línea punteada indica la superficie original. Los números se refieren a las características definidas en la Tabla 2.

Tabla 2: Definición de las características de los deslizamientos mostradas en la Figura 13, extraído de Cruden y Varnes (1996).

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

4.1.3 Dimensiones de los Deslizamientos

La Comisión de Deslizamientos de la IAEG estableció las dimensiones que se encuentran típicamente en deslizamientos y que son de importancia para realizar análisis morfométricos. Para esto basándose en una figura de deslizamiento ideal, Figura 14, definieron ciertos parámetros, identificándolos con un número, como se muestra en la Tabla 3.

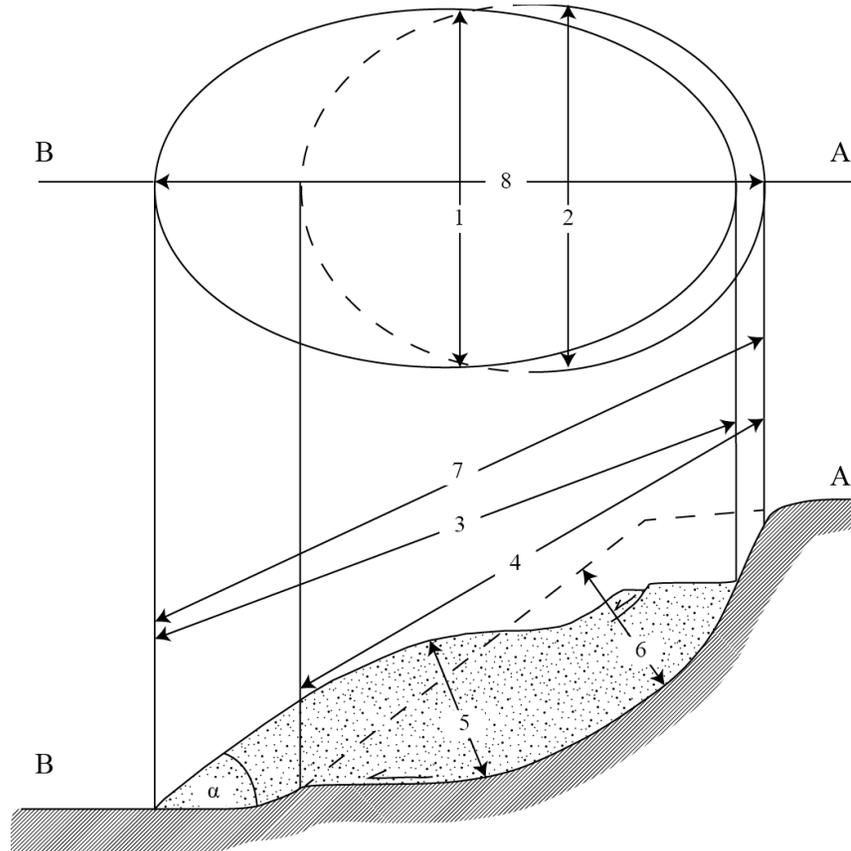


Figura 14: Dimensiones de los deslizamientos en dibujo esquemático (Comisión acerca de Deslizamientos, 1990. Extraído de Cruden y Varnes, 1996). Porción superior: esquema de la planta de un deslizamiento ideal, en el cual la curva punteada indica la traza de la superficie de ruptura de la superficie de tierra original. Porción inferior: la zona sombreada indica la superficie inalterada, la zona jaspeada indica el material desplazado, y la línea punteada indica la superficie original. Las dimensiones son indicadas con números y su significado se especifica en la Tabla 3.

Para deslizamientos rotacionales, la superficie de ruptura se puede indicar como una mitad de elipsoide con semiejes D_r , $W_r/2$ y $L_r/2$, descritos en la Tabla 3. Por lo que el volumen de material desplazado en el deslizamiento se puede calcular con:

$$\text{Volumen}_{\text{elipsoide}} = \frac{4}{6} \pi a b c = \frac{1}{6} \pi D_r W_r L_r$$

El movimiento usualmente aumenta el volumen del material desplazado, ya que este se dilata, por lo que el volumen posterior al deslizamiento puede ser estimado por:

$$\text{Volumen}_{\text{posterior}} = \frac{1}{6} \pi D_d W_d L_d$$

Tabla 3: Definiciones de las Dimensiones de los Deslizamientos mostradas en la Figura 14. Extraído de Cruden y Varnes (1996).

NÚMERO	NOMBRE	DEFINICIÓN
1	Ancho de masa desplazada, W_d	Máximo ancho de masa desplazada perpendicular al largo, L_d .
2	Ancho de la superficie de ruptura, W_r	Máximo ancho entre los flancos del deslizamiento perpendicular al largo, L_r .
3	Largo de la masa desplazada, L_d	Mínima distancia desde el <i>tip</i> al <i>top</i> .
4	Largo de la superficie de ruptura, L_r	Mínima distancia desde el pie de la superficie de ruptura hasta la corona.
5	Profundidad de la masa desplazada, D_d	Máxima profundidad del material desplazado perpendicular al plano conteniendo W_d y L_d .
6	Profundidad de la superficie de ruptura, D_r	Máxima profundidad de la superficie de ruptura bajo la superficie de tierra original medida perpendicular al plano conteniendo W_r y L_r .
7	Largo total, L	Mínima distancia desde el <i>tip</i> desde el deslizamiento hasta la corona.
8	Largo de la línea del centro de la elipse, L_{cl}	Distancia desde la corona hasta el <i>tip</i> del deslizamiento a través de puntos en la superficie de tierra original equidistantes desde los márgenes laterales de la superficie de ruptura y el material desplazado.

Nicoletti y Sorriso-Valvo (1991) propusieron que una estimación del “*overall runout*” (alcance total) de un deslizamiento puede ser determinada midiendo el largo de una línea construida a lo largo de la superficie de tierra original, de modo que sea equidistante a las fronteras laterales del material desplazado. Sin embargo, tales medidas pueden no tener importancia física inmediata y son más difíciles e imprecisas que la medida de L . El largo del deslizamiento medido a través de esta línea central es llamado “largo de la línea central”, L_{cl} . Notar que L_{cl} aumentará con el número de puntos tomados en la línea central, y la razón L_{cl}/L aumentará con la curvatura de la línea central en planta y sección.

La altura H se puede calcular si se conoce la altitud de la corona y el *tip* del deslizamiento. Mediante los valores L y H se puede estimar el ángulo de viaje α , como se muestra en la Figura 15. Si se cuenta con los instrumentos en terreno, α puede ser medido con un clinómetro, y H con un altímetro. Hutchinson (1988) compiló información desde muchos flujos de detritos diferentes para ilustrar como la movilidad de los flujos de detritos parece estar relacionada al ángulo de viaje, y al volumen y litología del material desplazado (Figura 16).

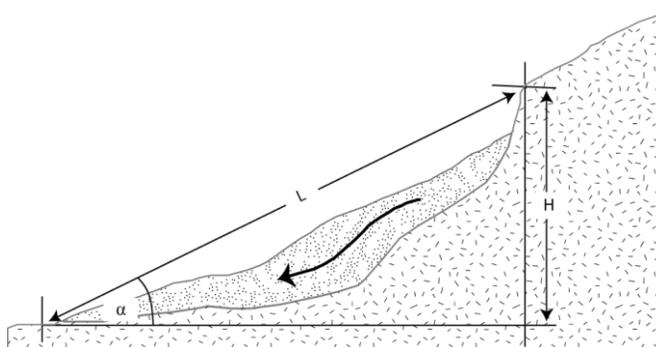


Figura 15: Ángulo de viaje α de un deslizamiento.

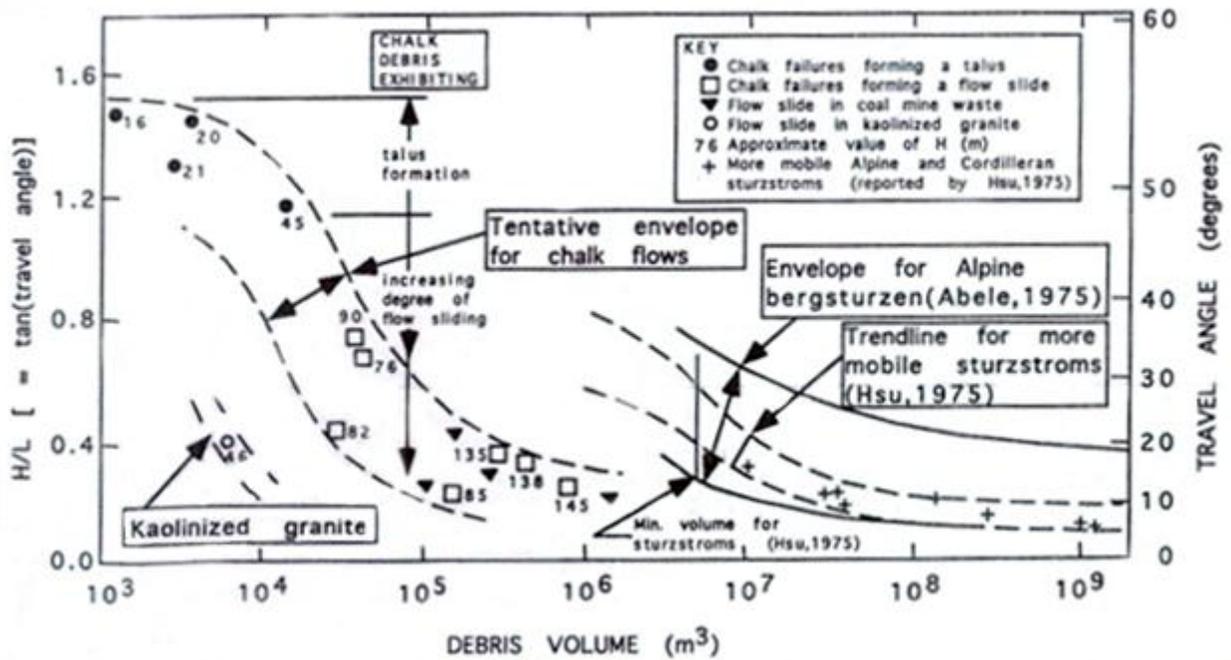


Figura 16: Movilidad de distintos tipos de remociones en masa. El gráfico realizado por Hutchinson 1988 muestra la relación del ángulo de viaje y el volumen de los detritos. Extraído de Cruden y Varnes (1996).

4.1.4 Actividad de los Deslizamientos

Los términos relacionados a la edad de un deslizamiento y el estado de la actividad, fueron definidos por Varnes (1978). Las definiciones relacionadas con la secuencia o repetición del movimiento, fueron reagrupados por Cruden y Varnes (1996) bajo las siguientes definiciones:

1. *Estado de la actividad:* se refiere al ritmo (movimiento) de los deslizamientos, distintos autores han detectado al menos 9 estados. En este caso se preferirá utilizar la clasificación propuesta por Antinao y Gosse (2009).

Activos:

-*ocurrido dentro de los últimos 500 años:* poseen escarpes bien formados; riachuelos laterales, la superficie del depósito tiene caras de rocas frescas, y morfología tipo *hummock*, presentan más rugosidad que en los alrededores; y las redes de drenaje locales han cambiado.

-*jóven:* escarpes relativamente bien formados, los riachuelos laterales están alimentados por pequeños tributarios desde el cuerpo, morfología tipo *hummock*; represamiento del río.

Inactivos:

-*maduros:* escarpes suavizados; superficie de topografía ondulada, con depresiones rellenas de sedimentos, red interna de drenaje muy desordenada; sigue presente el lago por represamiento, pero ha sufrido eventos de desbordamiento.

-*viejo:* escarpes seccionados con sus márgenes laterales imprecisos; no hay riachuelos laterales; la superficie tiene topografía ondulante, pero de rugosidad similar al resto del paisaje, ausencia del lago y presencia de sedimentos lacustres.

-*fósil:* márgenes laterales del escarpe redondeados, pocos indicadores del deslizamiento original; falta evidencia de depósitos lacustres o de rebalse corriente abajo.

2. *Distribución de la actividad*: describe hacia donde se mueven los deslizamientos.

De avance: si la superficie de ruptura se extiende en la dirección del movimiento.

De retroceso: si la superficie de ruptura crece hacia la dirección opuesta al movimiento del material desplazado.

De ampliación o ensanchamiento: si va creciendo hacia los lados.

Progresivo: si la superficie de ruptura se va ampliando en dos o más direcciones (Varnes 1978). Pudiendo ser progresivos o retrogresivos.

Disminuyente: va disminuyendo el volumen del material desplazado.

Confinada: existe el escarpe del deslizamiento, pero no se observa la superficie de ruptura hasta el pie de la masa desplazada.

3. *Estilo de la actividad*: manera en la cual los diferentes movimientos contribuyen a deslizar.

Complejo: ocurren varios tipos de movimientos en secuencia.

Compuesto: distintos tipos de movimientos en distintas áreas de la masa desplazada, algunas veces simultáneamente.

Múltiples: muestran movimientos repetidos del mismo tipo, a menudo seguidos de la ampliación de la superficie de ruptura.

Sucesivos: similares a los múltiples, pero los distintos deslizamientos no comparten material desplazado.

Sólo o único: un sólo movimiento de material desplazado, a menudo un bloque no quebrado.

4.2 Procedimiento

4.2.1 Análisis de perfiles longitudinales y cálculo de volúmenes.

Para el reconocimiento de los deslizamientos se utilizaron en primera instancia las herramientas de *Google Earth*, posteriormente mediante fotointerpretación y análisis de imágenes satelitales (Landsat 7, disponible en: <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>) en *ArcGIS*, con apoyo de las herramientas de *Slope*, fueron calculados los distintos parámetros morfométricos mencionados en la Sección 4.1.2.

En cada deslizamiento detectado se analizaron perfiles basados en el DEM, extraídos utilizando las herramientas de análisis 3D del programa *ArcGIS*, y las herramientas de medición del programa *Slide*.

Se estimaron las distancias necesarias para clasificar y caracterizar morfométricamente las remociones en masa de acuerdo a lo descrito en la sección “Marco Teórico”, es decir, los parámetros se han estimado suponiendo que la morfología de cada depósito es similar a una mitad de elipsoide, en los casos en que esto fuera prudente según la morfología de cada deslizamiento.

Primero se elige el eje principal del elipsoide, por donde se trazará el perfil longitudinal al deslizamiento, como se muestra en la Figura 17, obteniendo información de altura y distancia en

la traza del perfil (Tabla 4). Estos datos son posteriormente utilizados para graficar en *Slide* y obtener medidas precisas.

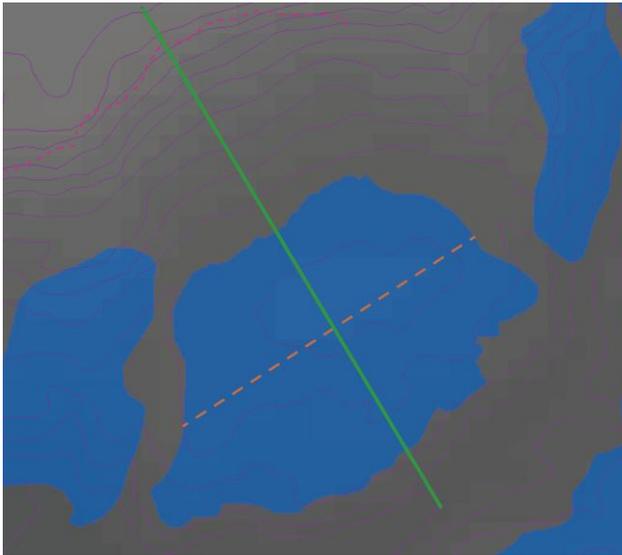


Figura 17: Ejemplo de cálculo para depósito ideal. Se utiliza como ejemplo el deslizamiento Ca4N de Camiña, mostrando de color verde la traza de perfil realizada en *ArcGIS*, cuyos valores son guardados en una tabla Excel. La línea naranja punteada indica el ancho del elipsoide W_d .

Tabla 4: Datos de altura y distancia longitudinal en metros extraídos del DEM, utilizando las herramientas de análisis 3D de *ArcGIS*.

d [m]	h [m]	d [m]	h [m]
0	3122	1611	2665
90	3151	1701	2677
179	3177	1790	2695
269	3189	1880	2707
358	3173	1969	2707
448	3139	2059	2697
537	3102	2148	2683
627	3043	2238	2663
716	2977	2328	2647
806	2919	2417	2639
895	2869	2507	2633
985	2834	2596	2624
1074	2801	2686	2618
1164	2766	2775	2589
1253	2735	2865	2538
1343	2705	2954	2495
1432	2682	3044	2486
1522	2665	3133	2498

El parámetro W_d se puede extraer directamente desde *ArcGIS*, utilizando la herramienta de medición; el resto de los parámetros (L , H , L_d y D_d) se puede conocer al graficar el perfil en el programa *Slide*, el que además entrega los ángulos de las trazas que se dibujan, permitiendo conocer directamente el ángulo de viaje, calculado en la traza L (ver Figura 18).

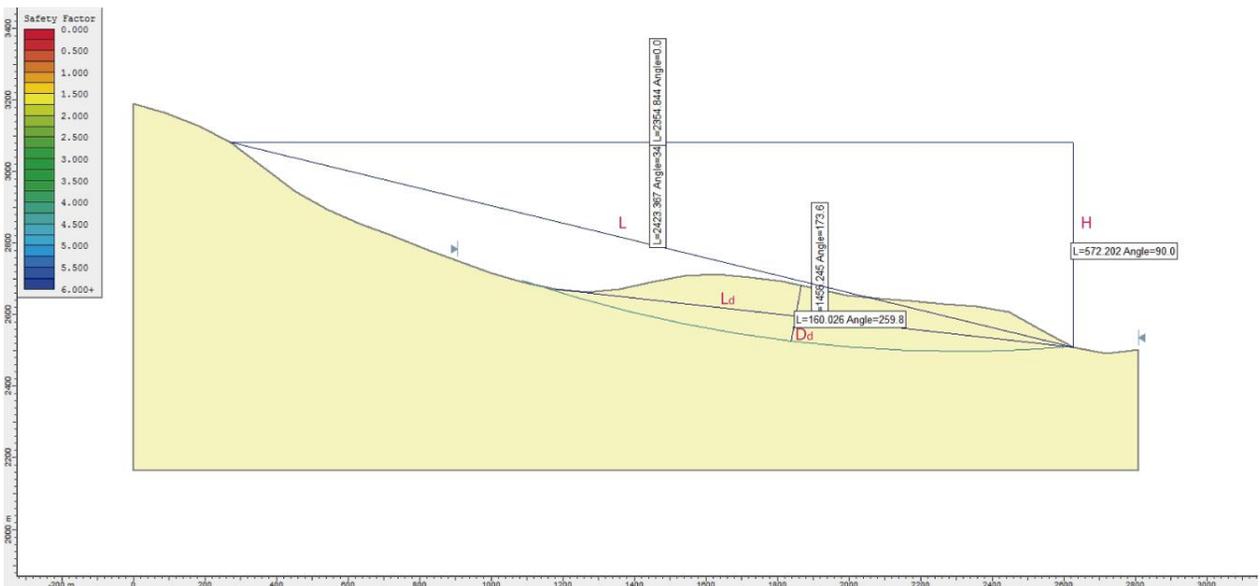


Figura 18: Perfil longitudinal entregado por el programa *Slide*. Utilizando la herramienta *Measure de Slide Interpret* se pueden conocer los parámetros L , H , L_d y D_d .

En los depósitos cuya morfología no es comparable a una mitad de elipsoide, la estimación del volumen se hizo de manera diferente. Se consideró el área del polígono mapeado, calculada con la herramienta *Calculate areas* encontrada en *Spatial Statistics Tools (Utilities)* de *ArcGIS*, y la potencia del depósito se estimó mediante un promedio de al menos tres valores de espesores obtenidos en *Slide* extraídos de un perfil tomado en la zona más representativa. En la Figura 19 se muestra un ejemplo, indicando en naranja la traza del perfil para análisis en *Slide*, y el área calculada en celeste.

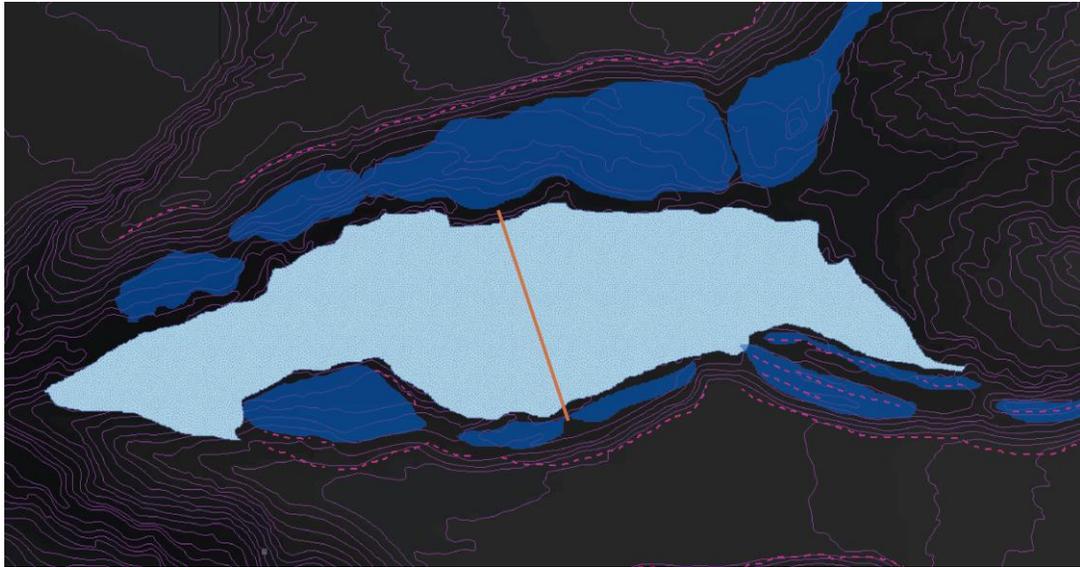


Figura 19: Ejemplo de depósito no ideal. Depósito de deslizamiento M15S (sección 5.1.2), cuyo volumen no es comparable a un elipsoide. Se calcula el área con la herramienta *Calculate areas* de *ArcGIS*. La traza naranja muestra por donde se calcula el perfil.

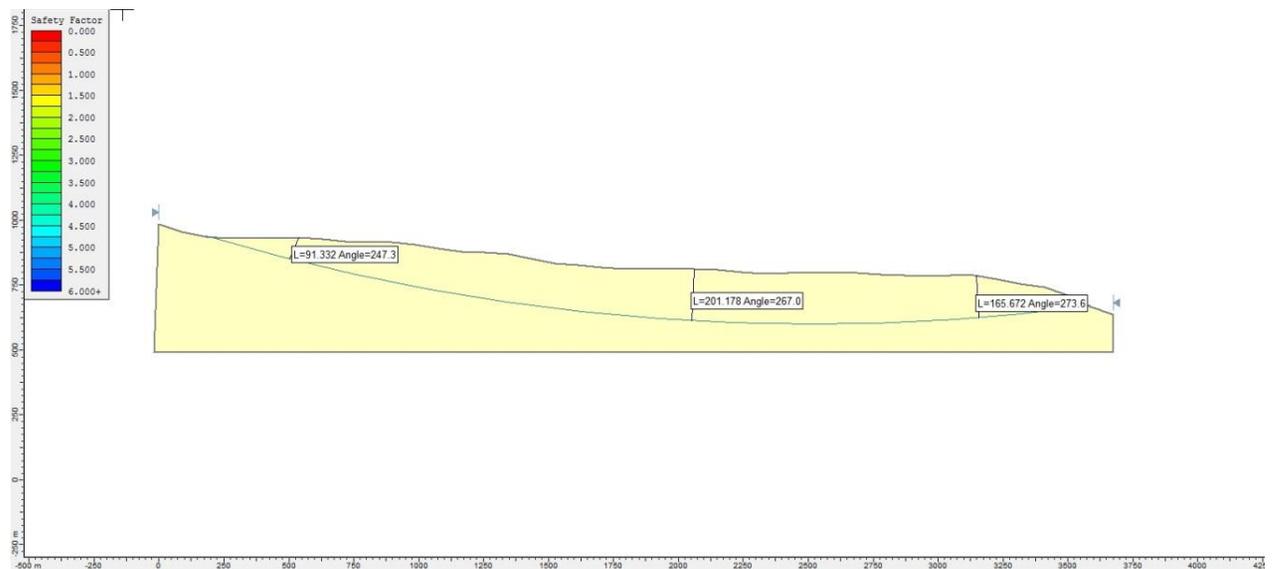


Figura 20: Perfil graficado en *Slide*; para calcular la potencia del depósito, se toman varios espesores que posteriormente se promedian.

4.2.2 Definición de zonas

Para facilitar las descripciones y la caracterización morfométrica, el análisis se hará por separado en cuatro zonas distintas (Indicadas en la Figura 21) en las que se concentran las remociones en masa.

Las zonas fueron numeradas de norte a sur por 1, 2, 3 y 4. Correspondientes a: (1) Quebrada Camarones; (2) Quebrada Chiza y sus tributarios Miñimiñi y Suca; (3) Camiña y Retamilla; y (4) Tiliviche. Los respectivos mapas se encuentran en mayor tamaño en el Anexo A.

En cada una de las quebradas se encuentra una gran cantidad de deslizamientos de volumen mayor a 10^6 km^3 , por lo que son llamados megadeslizamientos. El nombre de cada uno fue asignado tomando la inicial, o en su defecto la primera sílaba, de la quebrada en la que se encuentra, seguido por un número.

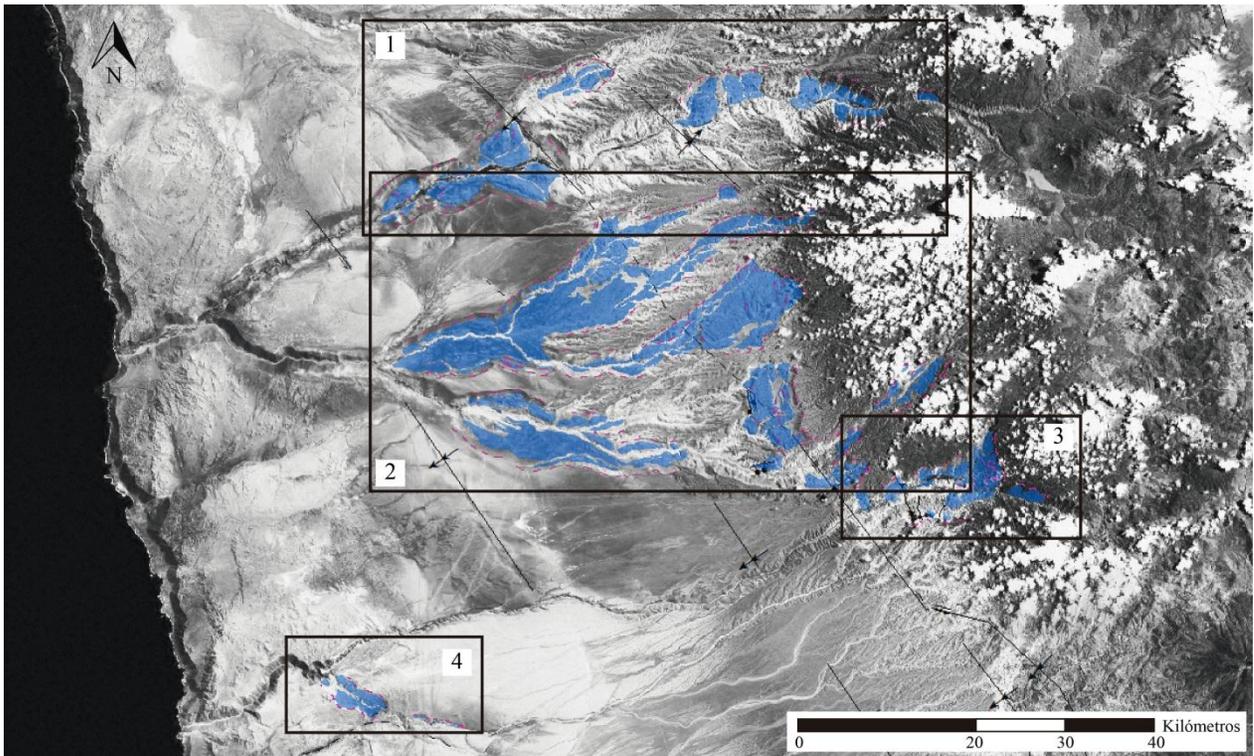


Figura 21: Área de estudio, mostrando las cuatro zonas en las que fue separada para su análisis. 1: Quebrada Camarones; 2: afluentes de la Quebrada Chiza: Miñimiñi y Suca; 3: Camiña y Retamilla; 4: Tiliviche.

La clasificación de los deslizamientos se ha realizado de acuerdo a la Tabla 5, siguiendo la clasificación establecida por Keaton y Rhine (2002).

Se tuvieron consideraciones específicas con respecto al estado de la actividad, ya que las descripciones morfológicas mostradas en la Sección 4.1.4, se condicen de mejor modo con un clima templado, es decir con más precipitaciones y capacidad erosiva que el desierto del norte de Chile.

Tabla 5: Resumen de simbología utilizada para las tablas de clasificación de los deslizamientos. Modificado de Keaton y Rhine (2002).

Estado de la actividad*	Símbolo	Distribución	Símbolo	Estilo	Símbolo
Activo 500-hoy (<i>Holoceno</i>)	A	De avance	A	Complejo	C
Activo joven (<i>Holoceno tardío</i>)	J	De retroceso	R	Compuesto	Ct
Inactivo maduro (<i>Holoceno temprano</i>)	M	Ensanchamiento	E	Múltiples	M
Inactivo viejo o relictos (<i>Pleistoceno tardío</i>)	V/R	Progresiva	P	Sucesivos	S
Inactivo fósil o anciano (<i>Pleistoceno temprano a medio</i>)	F	Disminuyente	D	Único	U
*Basado en Antinao y Gosse (2008)		Confinada	C		

Material	Símbolo	Consolidación	Tipo de Rm **	Símbolo
Roca	R	Caídas y deslizamientos desarreglados	Avalanchas de roca	2
			Slumps de roca	3
Suelo	S	Deslizamientos coherentes	Deslizamiento en bloque de roca	4
			Deslizamientos compuestos de roca	1
***Basado en Keefer (1984)				

5. Análisis Geomorfológico

5.1 Inventario y análisis morfométrico

Como se puede observar en el Anexo B, todos los deslizamientos mapeados (con excepción de T2N en la Quebrada de Tiliviche) tienen un volumen superior a un millón de metros cúbicos, lo que quiere decir que corresponden a mega-deslizamientos.

Los deslizamientos de mayor tamaño se encuentran en la zona 2, que incluye los megadeslizamientos Miñimiñi y Latagualla; sin embargo también existen depósitos comparables (en orden de magnitud) en Camarones, y en los sectores más occidentales de Miñimiñi y Suca. En la Tabla 6 se muestran los resultados para área y volumen promedio obtenidos en cada quebrada.

El material depositado por todos los deslizamientos mapeados dentro del área de estudio alcanza una superficie cercana a 635,8 km², y volumen de alrededor de 59 km³.

Los detalles para cada Quebrada en particular están en la sección de anexos; tanto el análisis morfométrico (Anexo B) como la clasificación (Anexo C). Además se incluyeron observaciones en los casos que fue necesario aportar información particular sobre esa remoción en masa.

Tabla 6: Resumen cuantitativo del total de los depósitos indicado por quebrada.

Quebrada	Área [km ²]	Volumen [10 ⁶ m ³]
Camarones-Humayani	112.4	15378.9
Miñimiñi- Cutijmaya-Ullumani	266.0	30437.6
Suca-Latagualla	208.6	10036.8
Camiaña	36.4	2840.3
Tiliviche	12.4	428.3

La mayoría de los deslizamientos tienen sus escarpes en la parte más alta de las laderas, y superficies de rupturas amplias, de alto alcance y profundidad, por lo cual involucran depósitos de gran volumen. El techo de la secuencia en donde se produjeron los deslizamientos corresponde a las Formaciones Oxaya, Latagualla y El Diablo.

5.1.1 Zona 1:

La topografía de esta zona se encuentra afectada por las Flexura de Humayani (de vergencia oeste) y la Flexura Sucuna (de vergencia este), y las Quebradas Camarones y Humayani, en donde yacen las remociones en masa, como muestra la Figura 23.

La amplitud de la Quebrada Camarones, aumenta en la zona de la Depresión Central, debido a la aparición de erosión por los deslizamientos C14N, C15S y C16N (Figura 24), y continúa hacia el este mediante otras remociones en masa. En el sector más occidental se observó un alto grado de deformación y alteración hidrotermal en los depósitos de remociones (Figura 22). Aquí también se detectó la presencia de capas de yeso, que pudieron haber sido producidas durante o posterior a cada evento de deslizamiento; así como también se observó una capa de arcillas en la base (actual) del depósito C14N bajo las areniscas rojas de la Fm Cuya?.

Al oeste de la Flexura Humayani, se encuentra una zona de deslizamientos rotacionales de gran envergadura, que incluye a C9N, C10N, C7S y C8S (Figura 25), en donde se produce un mayor ensanchamiento de la quebrada.

Mediante fotointerpretación los depósitos C1S y C2N fueron clasificados como *slumps*, cuyo pie se encuentra montado la ladera opuesta. Para el primer caso el frente de deformación se monta sobre el deslizamiento C21N, manteniendo un posible pliegue de presión. Al este de este depósito (C1S) el lecho del río muestra características típicas de represamiento, es decir es más amplio y posiblemente albergó a una laguna.

Por otro lado, hacia el este de C1S se observa una serie de deslizamientos rotacionales confinados de rugosidad similar a C1S, que incluye a C21N, y dado por las relaciones de contacto (entre C1S y C21N) deben ser anteriores a C1S.

Se estimó un volumen total aproximado de 15,3 kilómetros cúbicos de material depositado que ocupa un área de aproximadamente 112,4 kilómetros cuadrados.



Figura 22: Corte del depósito C14N, se observa la deformación interna del depósito.

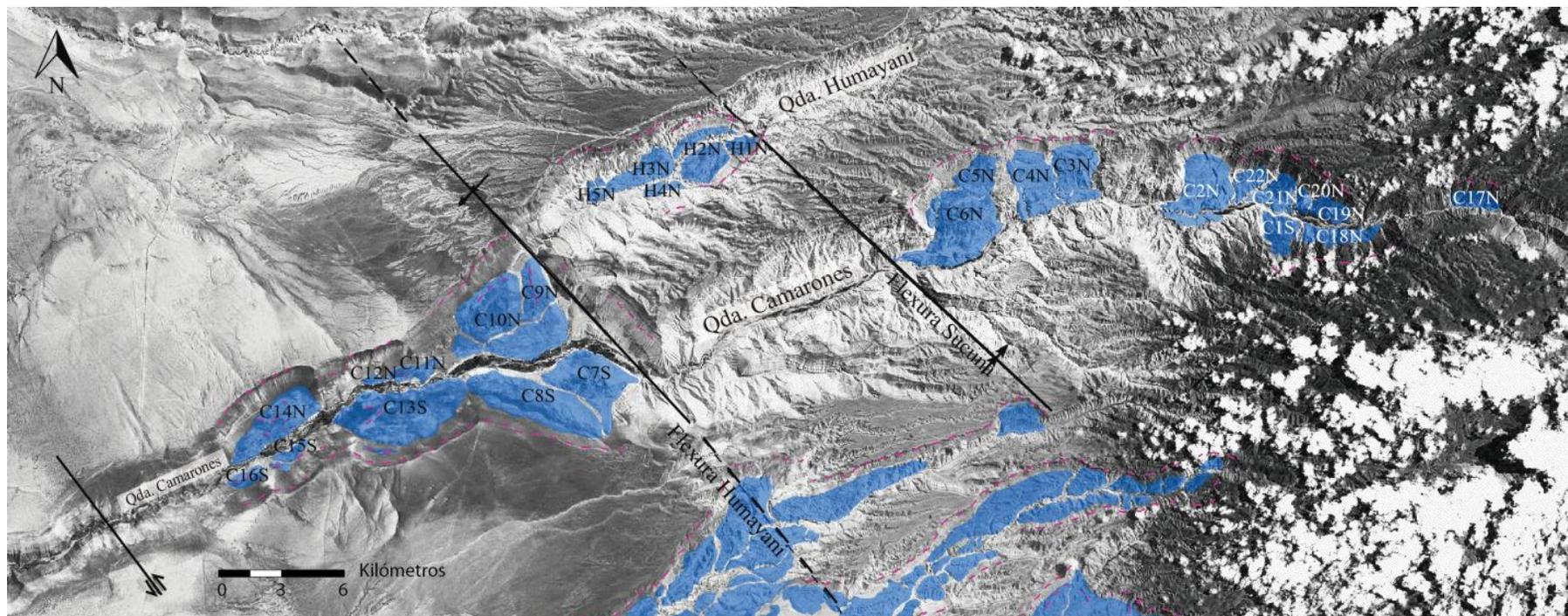


Figura 23: Deslizamientos de las Quebradas de Humayani al norte y Camarones al sur.



Figura 24: Vista de la Quebrada Camarones tomada desde la ladera norte hacia el este. Deslizamientos rotacional y traslacional C14N y C15 S, respectivamente; el depósito C16S, corresponde a la parte poco pronunciada del sector suroeste de la fotografía. Al fondo se observa el depósito C13S.



Figura 25: Vista desde ladera norte hacia el oeste. Depósitos Ca9N y Ca10N al oeste la Flexura Humayani.

5.1.2 Zona 2:

Abarca los deslizamientos de las quebradas tributarias de la Quebrada Chiza: Miñimiñi y Suca (o Nama); y sus afluentes Ullumani y Cutijmaya, y Latagualla y Suca, respectivamente. Las principales estructuras que afectan esta zona, corresponden a la Flexura de Brüggén y al lineamiento que conecta la Flexura Humayani con la Flexura Moquella (Figura 26).

En el sector oriental, donde comienza la Precordillera, se encuentran los Megadeslizamientos Latagualla y Miñimiñi (Capítulo 3), mientras que en las quebradas aledañas a estos, se concentran depósitos aluviales. Además se presenta una serie de deslizamientos, principalmente *slumps*, al interior de las quebradas que provienen de la inestabilización de los taludes.

Los megadeslizamientos Miñimiñi y Latagualla (M1 y L1, respectivamente) corresponden a deslizamientos compuestos, es decir, que comenzaron como deslizamientos rotacionales y continuaron como traslacionales; además presentan una serie de *grabens* y escarpes secundarios dentro del depósito (principalmente en la cabeza). Alrededor y bajo estos depósitos (Figura 27) se reconoce una superficie plana, que posiblemente corresponde al piso por el cual se desplazaron estos deslizamientos, ejemplos de estas planicies con depósitos de deslizamientos se muestran en la Figura 31. Se observa que estos megadeslizamientos evolucionan hacia sus sectores más frontales a avalanchas como ocurre en el pie del deslizamiento Miñimiñi (M1E), con la avalancha M2N (Figura 30); o bien tienen gran deformación en su parte frontal como el Pliegue de Guacaballa en el depósito de Latagualla (L1E) (Pinto, 1999). Otro ejemplo de esta deformación frontal se observa en la Figura 28.

En los sectores más occidentales están los grandes depósitos de *slumps*, que poseen varios escarpes secundarios, y deformación interna, se caracterizan por su morfología irregular debido a la erosión, estos corresponden a los depósitos Cu 19-20-21-22, M15S y S10S (Figura 26), algunos ejemplos se muestran en la Figura 32.

Otro tipo de remociones observada en esta zona, corresponde a *slumps*, que se encuentran cercanos a sus escarpes de orientación aproximada E-W, como por ejemplo S9S de la Figura 29, y se encuentran en la mayoría de las quebradas.

Llama la atención el sector central de la Quebrada Cutijmaya, en donde se concentran una serie de depósitos desordenados (Cu22), con morfología tipo *hummock*, rodeados de depósitos aluviales. En muchos de estos no fue posible comprender su procedencia, ya que no se reconocieron sus escarpes.

Por último, hacia los sectores más altos de las Quebradas Ullumani, Cutijmaya y Suca, se desarrollaron una serie de deslizamientos confinados, contiguos a las laderas de las quebradas, que fueron clasificados como *slumps*. Estos podrían tener relación con la Flexura Sucuna, como por ejemplo, el modo en que se presenta asociada al depósito U1.

Para los depósitos se estimó un volumen total aproximado de 30,4 km³ en las Quebradas Miñimiñi, Cutijmaya y Ullumani; y 10 km³ en las quebradas Suca y Latagualla; mientras que el área alcanzada en cada caso fue de 266 km² y 208,6 km², respectivamente.

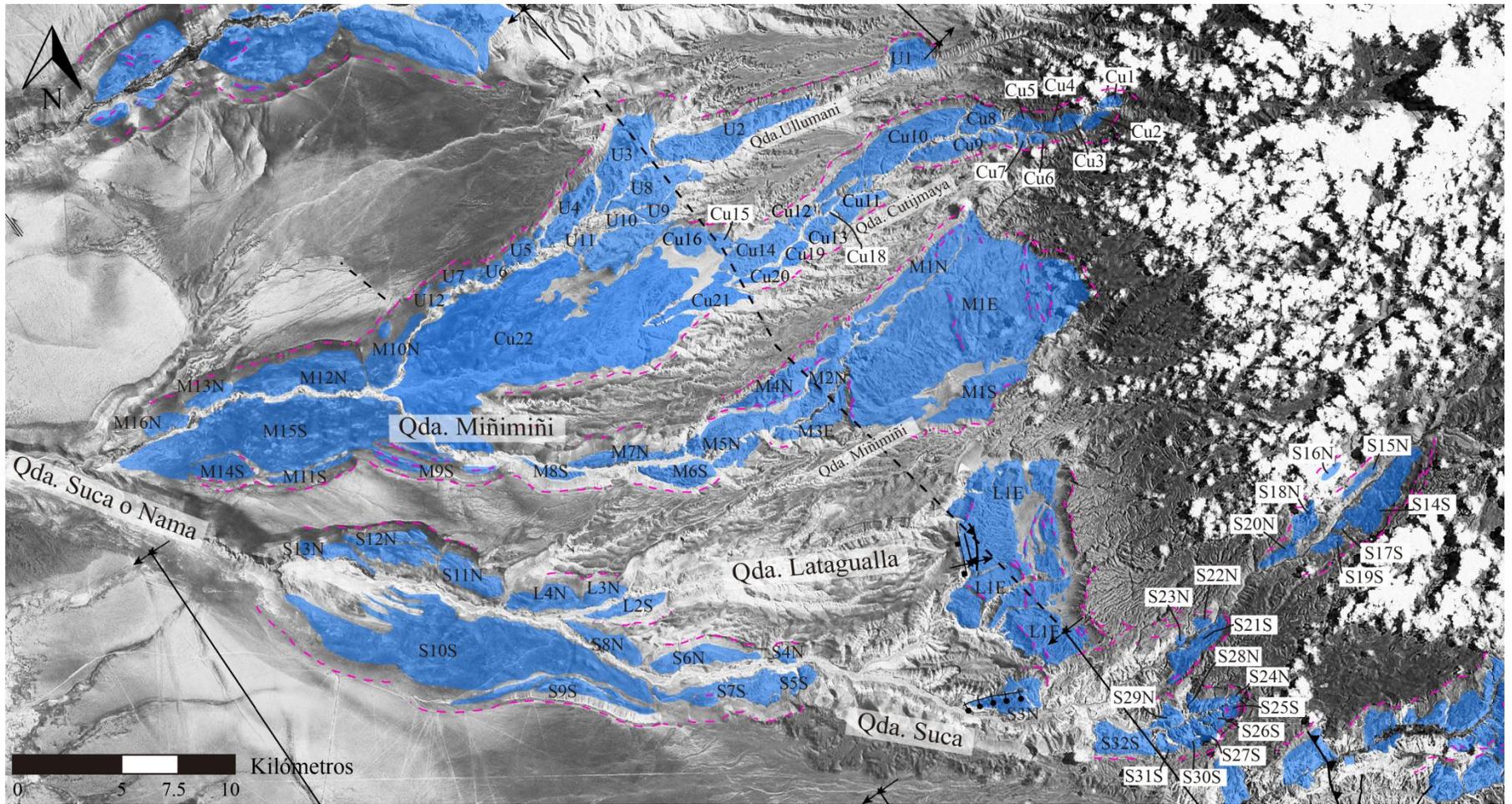


Figura 26: Deslizamientos en las Quebradas Miñimiñi (al norte), Latagualla y Suca (al sur). Los Mega-deslizamientos Latagualla y Miñimiñi, han sido divididos en unidades menores con fines de facilitar cálculos de morfometría.

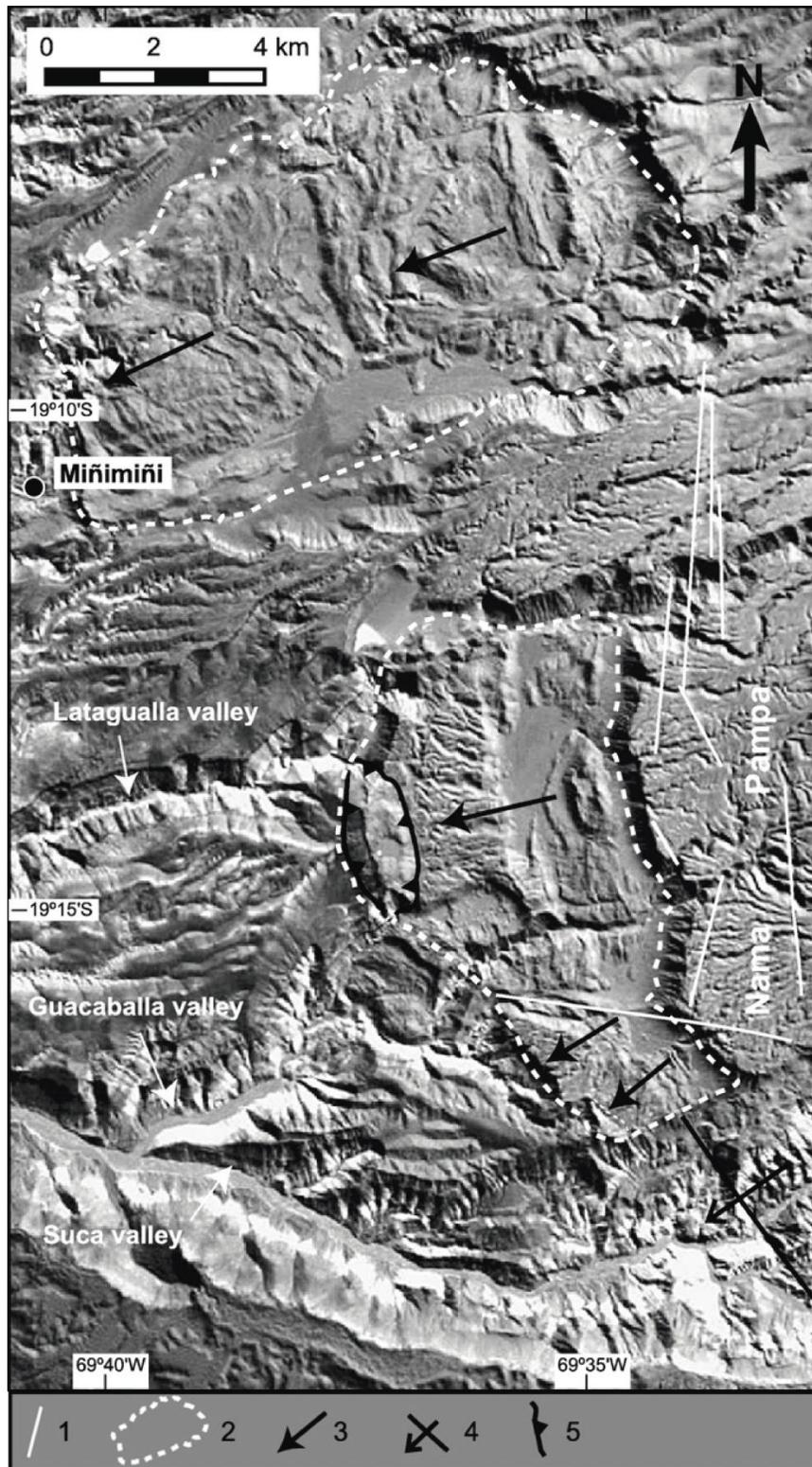


Figura 27: Imagen de relieve sombreado del área de Miñimiñi y Moquella (Tomado de Pinto *et al.*, 2008). Corresponde a los deslizamientos del sector más occidental marcados en la Figura 26 como M1E y L1E. En la Pampa Nama los lineamientos de las fracturas tensionales están asociados con la Flexura de Moquella. Los megadeslizamientos se alinean en la prolongación hacia el norte de la Flexura Moquella. 1 - fractura tensional, 2 - límite de la zona afectada por deslizamientos; 3 - dirección de propagación de los deslizamientos, 4 - flexura, 5 - falla de cabalgamiento.



Figura 28: Fotografía tomada en la pared de uno de los depósitos de avalancha del sector frontal del depósito del deslizamiento Miñimiñi.



Figura 29: Vista hacia la Quebrada Suca, desde el suroeste. Se observa como los depósitos cuben toda el área del valle, destaca un deslizamiento con morfología tipo *hummocky* correspondiente a S9S.

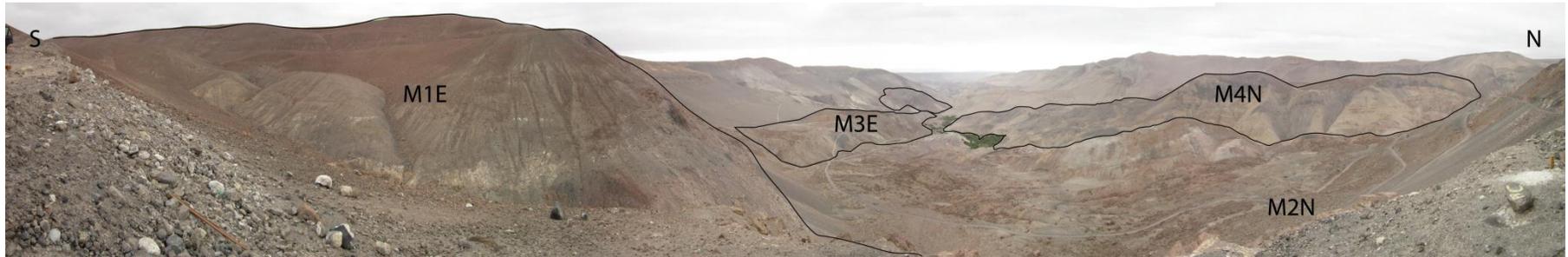


Figura 30: Fotografía tomada hacia el oeste desde el camino que sube por el deslizamiento Miñimiñi (M1E) a la izquierda de la fotografía se observa parte del deslizamiento M1E, de dónde se encuentra una porción del escarpe de la avalancha (M2N) que se ha formado al pie de este.



Figura 31: se observa al fondo el escarpe principal del deslizamiento Miñimiñi, al suroeste (derecha de la foto) se encuentra parte del levée sur del deslizamiento. El suelo se presenta como una planicie con depósitos aluviales.

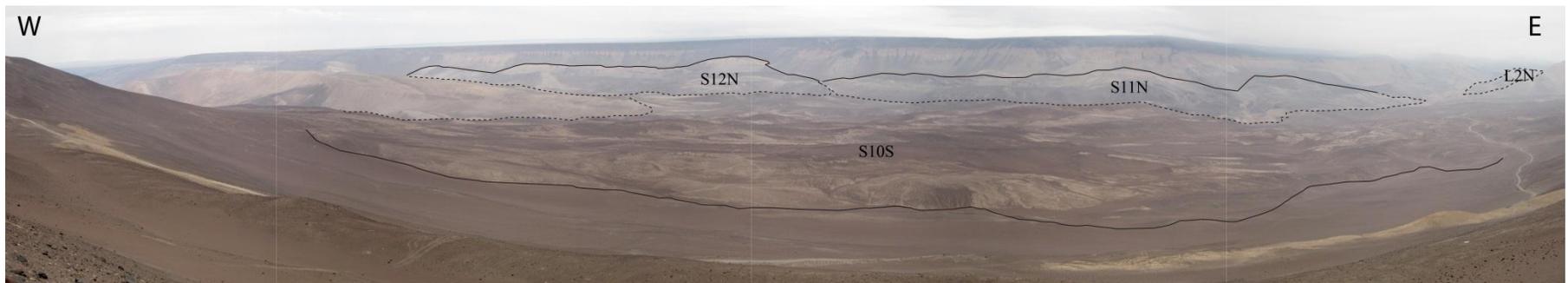


Figura 32: Deslizamiento S10S de la Quebrada Suca, fue clasificado como un *slump* progresivo. Posee varios escarpes secundarios, difíciles de observar en la imagen, y alta deformación interna. Está poco preservada su morfología original.

5.1.3 Zona 3

Corresponde al sector occidental de las Quebradas Camiña y Retamilla. Como se aprecia en la Figura 33, la estructura principal corresponde a la Flexura de Moquilla, también se encuentran la Flexura Quistagama (Herrera en prep.) y la Falla de Cuisama, además de una serie de pequeños pliegues sinclinales y anticlinales.

Los deslizamientos de esta zona son, en general, de menor volumen que los de las zonas 1 y 2; el volumen total de los depósitos alcanza aproximadamente $2,8 \text{ km}^3$ y un área aproximada de $36,4 \text{ km}^2$.

La remoción en masa de mayor tamaño en esta zona corresponde a Ca1E (Figura 34 y Figura 35) cuyo eskarpe principal se encuentra al este de ella, y posee algunas zonas reactivadas (indicadas en rojo fucsia en la Figura 33), y fue clasificada como una avalancha múltiple, cuyo volumen es de aproximadamente 3 km^3 . Hacia el oeste de este depósito se encuentra una serie de *slumps* y avalanchas de menor tamaño, producidos en el talud de la quebrada, un ejemplo corresponde al *slump* Ca4N, mostrado en la Figura 36.

Cabe destacar el depósito Ca7N, correspondiente a una avalancha de aproximadamente $0,5 \text{ km}^3$, alcanzó un run-up de al menos 0.5 km sobre la ladera opuesta. Y produjo un represamiento del valle al este de esta avalancha, por lo que se depositaron sedimentos lacustres de modo discordante sobre este depósito a medida que se fue erosionando.

Las estructuras locales y regionales de esta zona, denotan una importante compresión proveniente desde el este. Por lo cual es de esperar que exista una relación de estos deslizamientos con la compresión o posterior relajación de estas estructuras.

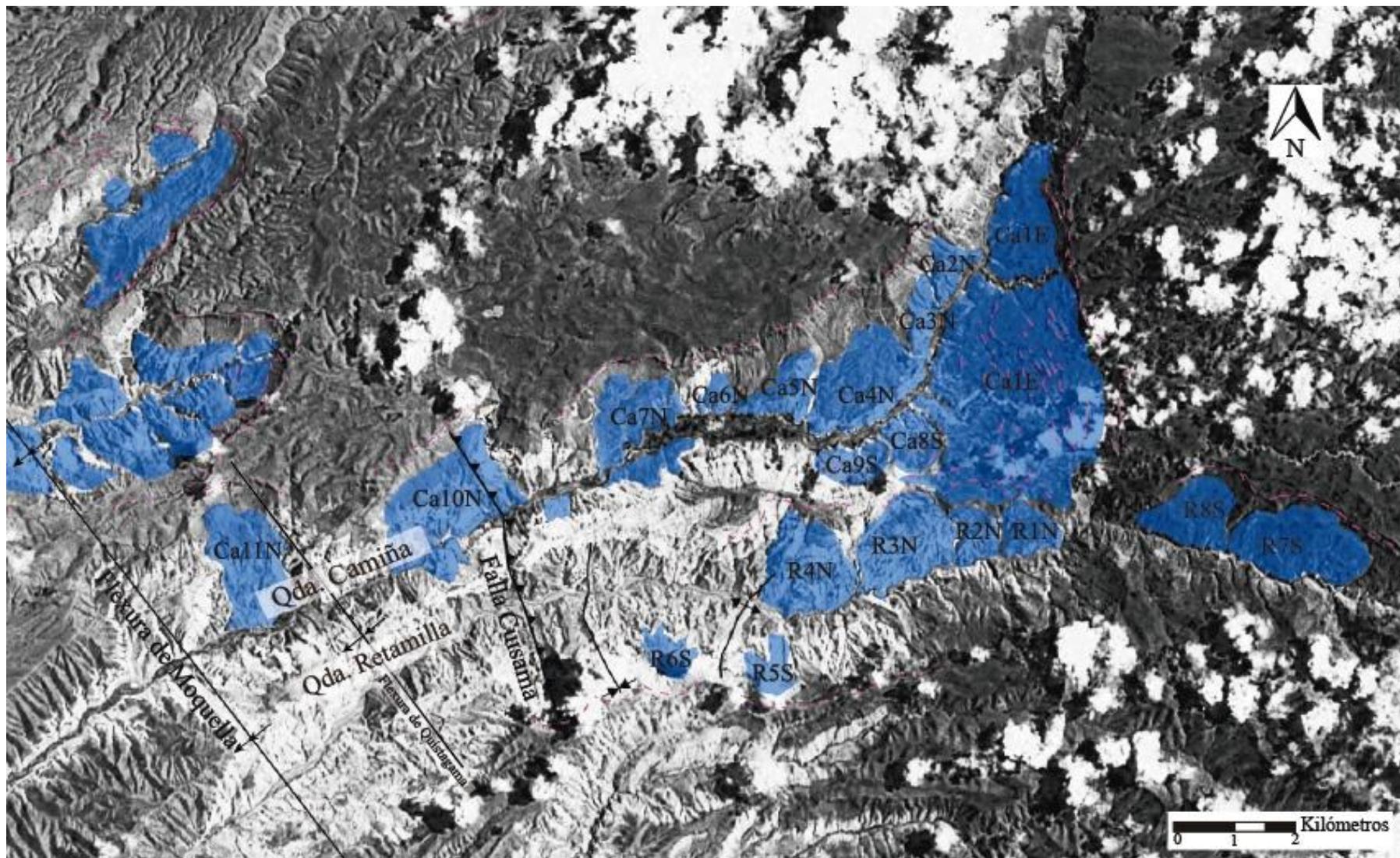


Figura 33: Deslizamientos de la Quebrada Camiña. Destaca la avalancha de 0,6 kilómetros cúbicos proveniente del escarpe al este.

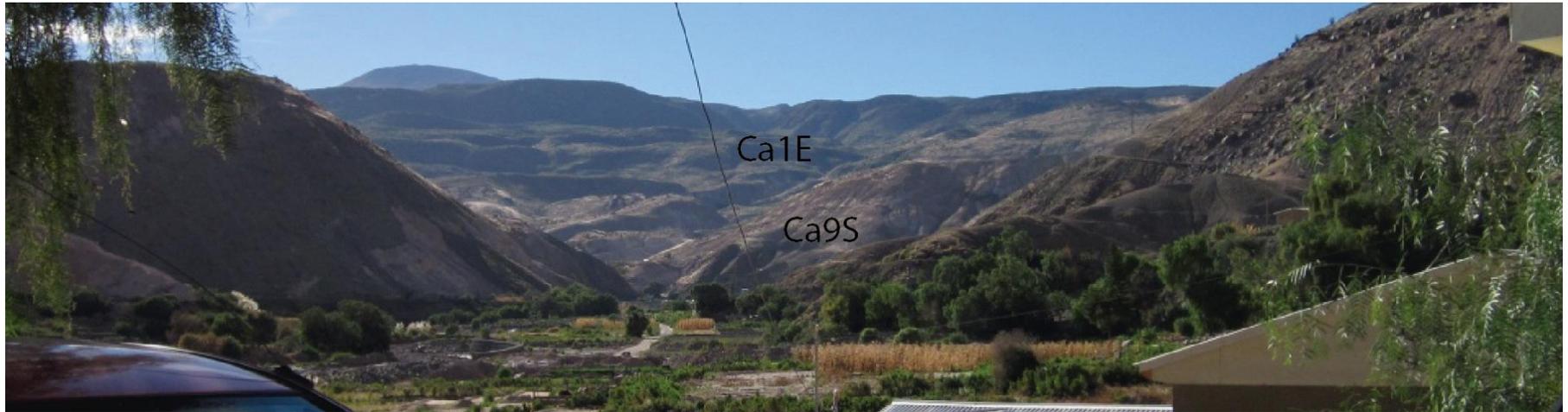


Figura 34: Depósito de la avalancha Ca1E, al este de la Quebrada de Camiña. Se puede distinguir su escarpe principal al fondo de este, y también una serie de escarpes secundarios formando escalones. Delante de este (hacia el oeste) en la ladera sur, se observa el *slump* Ca9S confundiendo con la avalancha.



Figura 35: Fotografía tomada hacia el oeste desde la avalancha Ca1E, el pueblo en la imagen corresponde a Apamilca, y se encuentra sobre los depósitos de la avalancha Ca1E. Al fondo de la imagen se observa el *slump* Ca9S y parte de Ca8S.



Figura 36: Fotografía tomada hacia el oeste desde la avalancha Ca1E, mostrando el deslizamiento rotacional Ca4N.

5.1.4 Zona 4

En la quebrada de Tiliviche se presentan deslizamientos múltiples que ocupan la totalidad del ancho del valle (Figura 37). En general son *slumps* progresivos alargados en dirección NNW: presentan erosión en superficie por pequeñas redes de drenaje que fue posible apreciar en terreno. En la parte izquierda inferior de la Figura 37 se observa la traza de un lineamiento que parece estar relacionada con una de las fallas inversas del sistema de fallas con rumbo NEE que se encuentran elevando el substrato paleoceno y que podría estar relacionado con la formación de los deslizamientos de esta quebrada. En conjunto cubren aproximadamente 12,5 km² de área y alcanzan un volumen de alrededor de 0,4 km³.

Al oeste de este lineamiento se presentan grandes zonas de deslizamientos que fueron agrupados en los depósitos T3S, T4N (Figura 38), T5S, T6S, T7N, T8N y T9N que se presentan formando escalones, en los cuales se pueden distinguir varios escarpes secundarios en la misma dirección que el principal. Individualmente dentro de estos depósitos los deslizamientos son de retroceso o de avance, que se desarrollaron aumentando el escarpe lateralmente (de ampliación); por lo que fueron clasificados por su distribución como progresivos. Al este del lineamiento los depósitos son del mismo estilo, pero de menor tamaño.

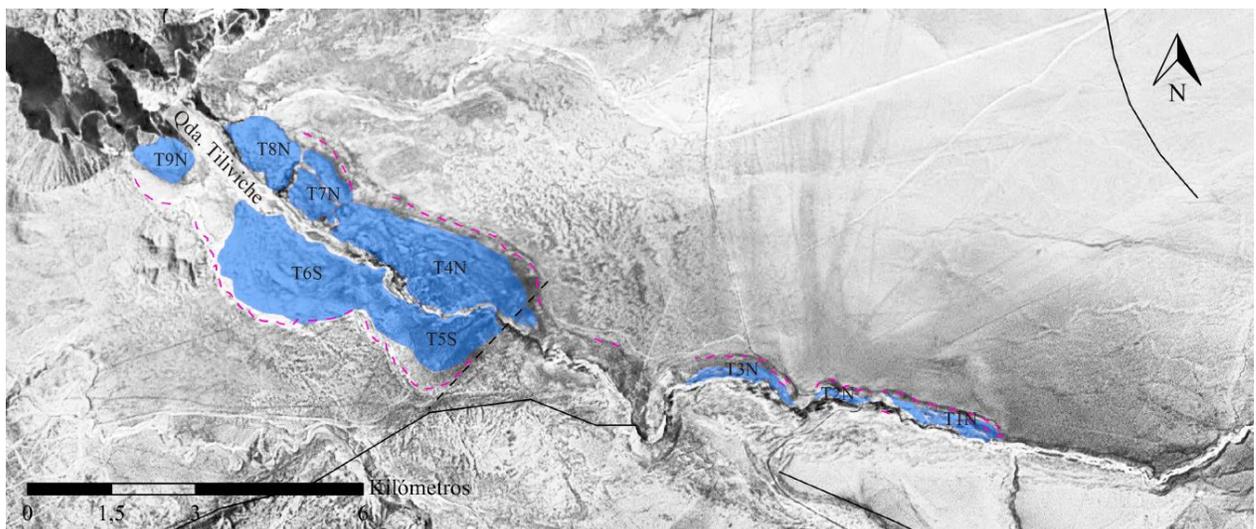


Figura 37: Depósitos de la Quebrada Tiliviche. Se diferencié un lineamiento NE que delimita los depósitos mayores, al oeste de la imagen.

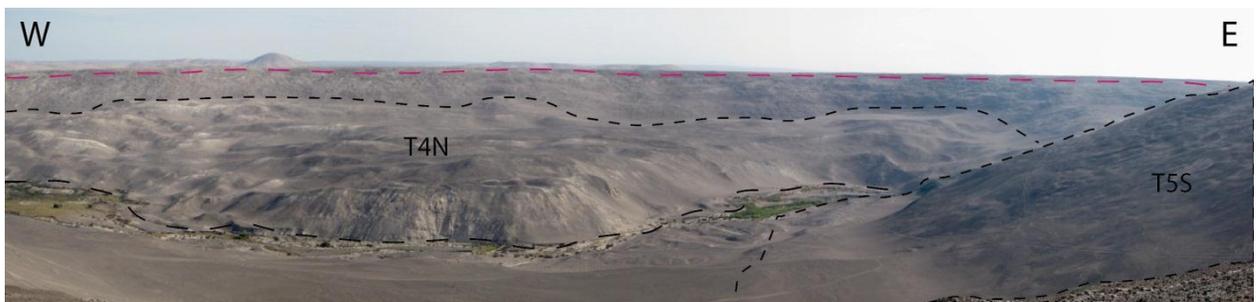


Figura 38: Vista hacia el norte desde ladera sur de la Quebrada Tiliviche. El depósito que actualmente se encuentra formando una especie de gran terraza corresponde a T4N. Al lado sur de la quebrada (desde donde está tomada la fotografía) se puede observar parte del depósito T5S.

5.2 Discusiones

5.2.1 Distribución y análisis morfométrico de los deslizamientos

Las remociones clasificadas corresponden a *slumps*, avalanchas y deslizamientos de roca en bloque, cuyos escarpes se desarrollaron mayoritariamente en el nivel superior de las laderas de las quebradas.

Fue posible distinguir tres comportamientos distintos en cuanto a la formación y desplazamiento de las remociones en masa, que se encuentran diferenciados por color en la Figura 39, y se definen a continuación:

(a) Estructurales: tienen el escarpe al este del depósito y su movimiento ocurrió hacia el oeste, son en general los de mayor tamaño y posiblemente se relacionan directamente con la actividad de las flexuras. Algunos ejemplos son los megadeslizamientos de Latagualla, Miñimiñi, y los deslizamientos al oeste de la Flexura Humayani. La gran avalancha que nace al pie del Cerro Tolompa (Ca1E) puede haber sido provocada por la diferencia litológica entre los depósitos del volcán y los infrayacientes.

(b) De quebrada: provienen de las laderas de los valles transversales y permanecen unidos al pie del talud, en general poseen morfología tipo *hummock*, la mayoría de ellos son coherentes y su tamaño individualmente no es tan grande pero en conjunto abarcan gran parte del área de las quebradas. Algunos de estos se encuentran en grupos, mostrando morfología de anfiteatro (sección 5.2.2).

(c) Retrabajados: En la zona de Chiza (Quebradas Cutijmaya, Miñimiñi y Suca) y Tiliviche hay grandes depósitos escalonados de deslizamientos secuenciales múltiples que han sido retrabajados por acción del agua y del viento, tienen formas lobulares alargadas y escarpes secundarios suavizados, en los que no es fácil distinguir si corresponden a *slumps* de avance o retrogresivos, o incluso a avalanchas; en este trabajo han sido clasificados como *slumps* progresivos (y en la Quebrada Cutijmaya como avalanchas).

Se realizaron comparaciones morfométricas para esta clasificación y resultó lo siguiente. El *runout* más alto fue para los deslizamientos estructurales (4,1 km) y el más bajo para los de quebrada (1,7 km) y 2,1 km para los retrabajados. Esto resulta concordante con lo intuído, ya que los deslizamientos estructurales son justamente los de volumen más grandes, probablemente por estar relacionados con la actividad de las flexuras, por lo que se espera que tengan un mayor alcance. Por otro lado, los depósitos de quebrada se encuentran unidos al pie del talud o incluso confinados a este; por lo que su desplazamiento es mínimo, probablemente debido a que tienden a autoestabilizarse. Finalmente los deslizamientos retrabajados son de gran volumen y se comportan de modo similar a avalanchas, como es en los casos de la Quebradas Cutijmaya y Miñimiñi; además al incluir varios movimientos progresivos el desplazamiento final puede ser bastante grande, resultando de tamaño mayor a los tipo dos.

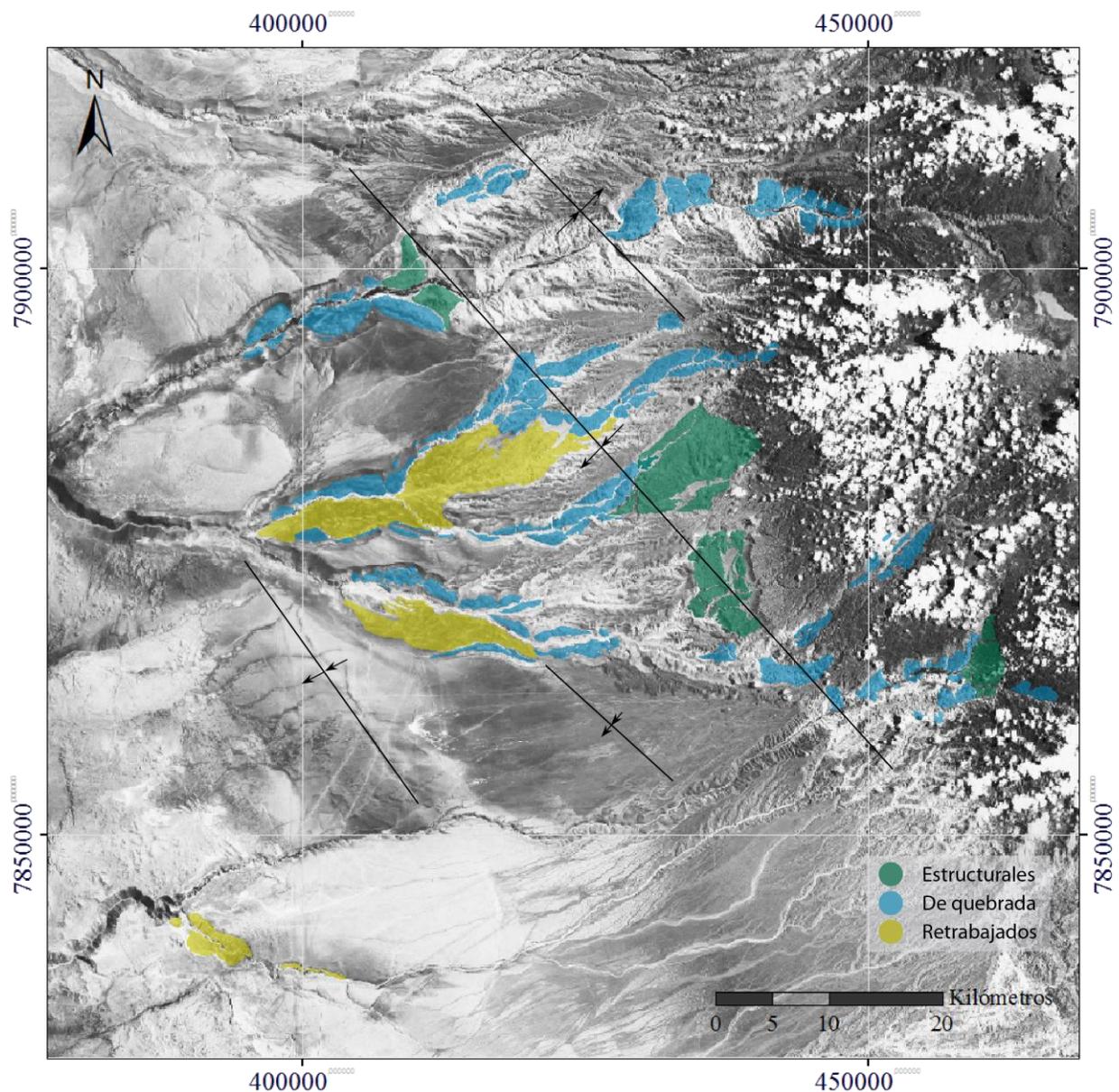


Figura 39: Clasificación por origen y estado actual de los deslizamientos. Descripción de cada tipo en el texto.

Al comparar el comportamiento por quebradas (Figura 41), fue posible notar que para un mismo ángulo de viaje, el tamaño promedio de las remociones en masa es distinto para las distintas quebradas, encontrándose de menor a mayor volumen en Tiliviche, Cutijmaya, Miñimiñi-Suca-Latagualla, Camiña, y Camarones; sin considerar los megadeslizamientos compuestos (Latagualla y Miñimiñi), ya que el ángulo de viaje difiere enormemente del ángulo de ruptura. Este comportamiento, está influenciado por varios factores: como la geología local en cada una de las quebradas, la profundidad de la superficie de despegue de las remociones en masa y de las quebradas, el tipo de remoción en masa, y el modo en el cual estas se formaron.

La Figura 40, muestra una relación inversa entre ambos valores, es decir a mayor ángulo de viaje (proporcional a H/L) las remociones se producen a menor volumen, tal como se esperaba de acuerdo a la literatura. Estos resultados fueron llevados al gráfico de de Hutchinson (1988) (Cruden & Varnes, 1996) en la Figura 41, donde se observa que los deslizamientos se comportan similares a los *sturzstroms*, y se encuentran acotados superiormente por la tendencia del comportamiento de los *bergsturzen*, e inferiormente por *sturzstroms*.

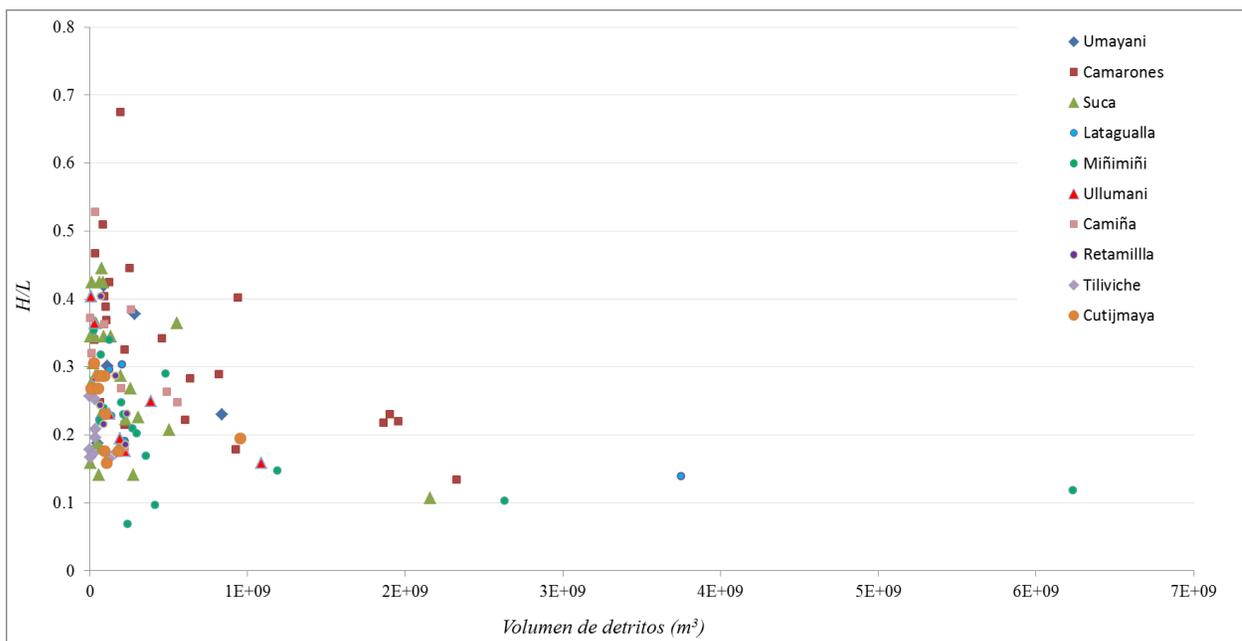


Figura 40: H/L versus volumen de los deslizamientos.

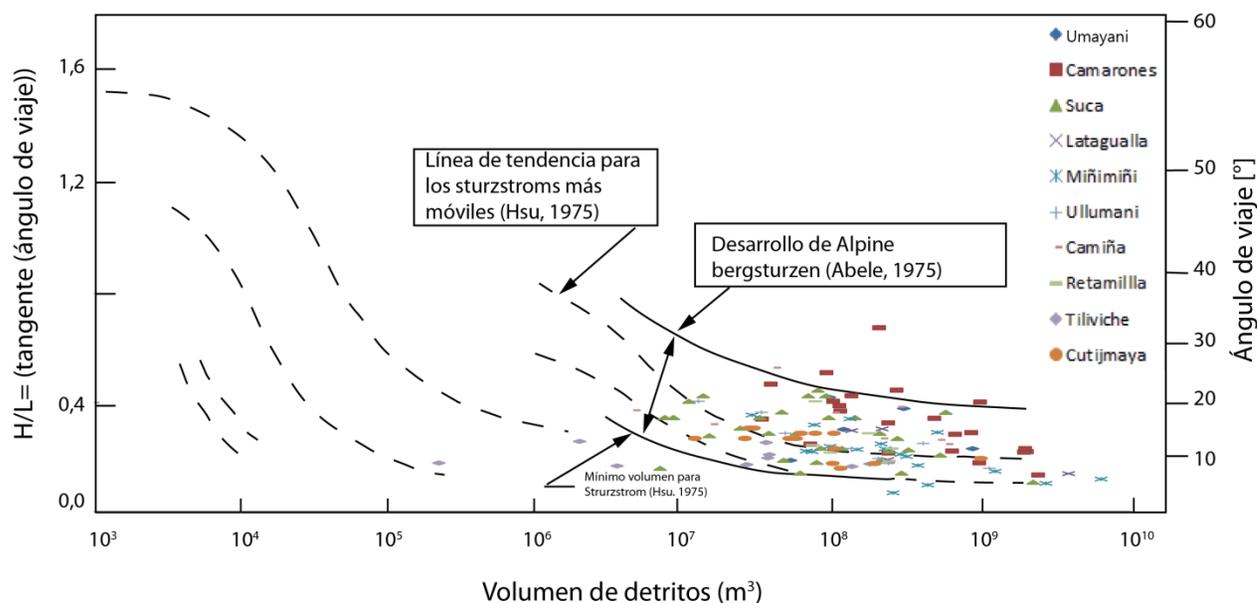


Figura 41: Concentración de datos en un gráfico ángulo de viaje/volumen en el gráfico de Hutchinson, 1988 (Modificado de Cruden y Varnes, 1996).

Al promediar los resultados del análisis morfométrico de acuerdo al tipo de remoción en masa, mostrado en la Figura 42 (basada en Keefer, 1984), se obtienen los resultados de la Tabla 7. De esta y de los gráficos del Anexo E, se extraen las siguientes observaciones generales:

Tabla 7: Comparación de los resultados obtenidos, según clasificación de Keefer (1984).

	Runout promedio [km]	Ángulo de viaje promedio [°]	Volumen total [km ³]	Área total [km ²]	Vol. Promedio [km ³]	Á promedio [km ²]
Avalanchas	3.35	11.89	11.37	124.13	0.87	9.55
Slumps	1.72	15.07	28.91	313.03	0.25	2.65
Traslacionales	2.52	18.14	4.01	28.12	0.50	3.51
Compuestos	9.52	5.90	9.98	90.76	4.99	45.38

- El volumen promedio de los deslizamientos compuestos es un orden de magnitud mayor que el resto de las remociones en masa. Estas tienen mayor volumen y área cuando son avalanchas, y menor cuando son *slumps*. Además se mantiene una relación casi lineal entre el área y volumen, sin embargo las avalanchas muestran una relación Área/Volumen mayor.
- Existe una relación lineal creciente entre el alcance y la magnitud (área y volumen) de los depósitos. Lo cual coincide con lo esperado, ya que a mayor volumen se espera que las remociones tengan mayor energía y por lo tanto mayor alcance. Sin considerar los megadeslizamientos (Miñimiñi y Latagualla) el alcance promedio es mayor para las avalanchas, seguido por los deslizamientos traslacionales y menor para *slumps*. Lo cual es coherente con el comportamiento que se espera para cada tipo de remoción en masa; es decir, las avalanchas tienen mucha energía por lo que suelen ser de gran alcance, y los *slumps* tienden a autoestabilizarse.
- No se ve una relación matemática clara para ángulo de viaje vs volumen-área, pero en general es inversa como la que se muestra en la Figura 41. Sin embargo para volúmenes similares los deslizamientos traslacionales ocurren a ángulos de viaje mayores que los *slumps*; esto quiere decir que proporcionalmente su desplazamiento vertical es mayor que el horizontal, lo que probablemente tiene relación principalmente con la profundidad de la ruptura más que con el desplazamiento del depósito. Por otro lado las avalanchas ocurren a ángulos de viaje menores que los dos anteriores, pero a volúmenes mayores; lo cual se explica por el comportamiento intrínseco de estas (alto alcance y gran volumen).

En el gráfico Ángulo de viaje vs Volumen de la Figura 43 se observa tiene volumen entre 10^6 m^3 y $0,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$. La mayoría de los depósitos los *slumps* siguen una tendencia similar a una curva logarítmica inversa; los deslizamientos traslacionales no parecen seguir ninguna tendencia; mientras que las avalanchas ocurren a ángulos de viaje similares para distintos volúmenes (los deslizamientos compuestos no fueron considerados para este gráfico, porque son sólo dos, y salen del promedio).

Finalmente se observa que los valores de área y volumen obtenidos, son comparables con los entregados por otros autores en deslizamientos similares. Por ejemplo el volumen de una “avalancha” encontrada en la Pampa Oxaya entre las quebradas Lluta y Oxaya, fue estimado en el orden de 100 km^3 , y su área en 800 km^2 por Naranjo (1997). El volumen total estimado en la zona no alcanza a ser la mitad del volumen estimado por Naranjo (1997), pero a diferencia de

este trabajo, él calculó el volumen que se habría deslizado; es decir, el volumen previo al deslizamiento, y no el volumen del depósito.

Si bien la metodología utilizada para realizar el análisis morfométrico entrega resultados imprecisos, es bastante aceptable, ya que además de dar una buena aproximación es sencilla y económica; y puede resultar aun mejor si se utilizan fotografías aéreas o imágenes satelitales de mayor resolución, y sobre todo un DEM de buena escala.

Dado que este estudio está basado principalmente en fotointerpretación tiene alcances limitados y es necesario hacer una investigación más acabada para conocer con exactitud las dimensiones y morfología de los deslizamientos.

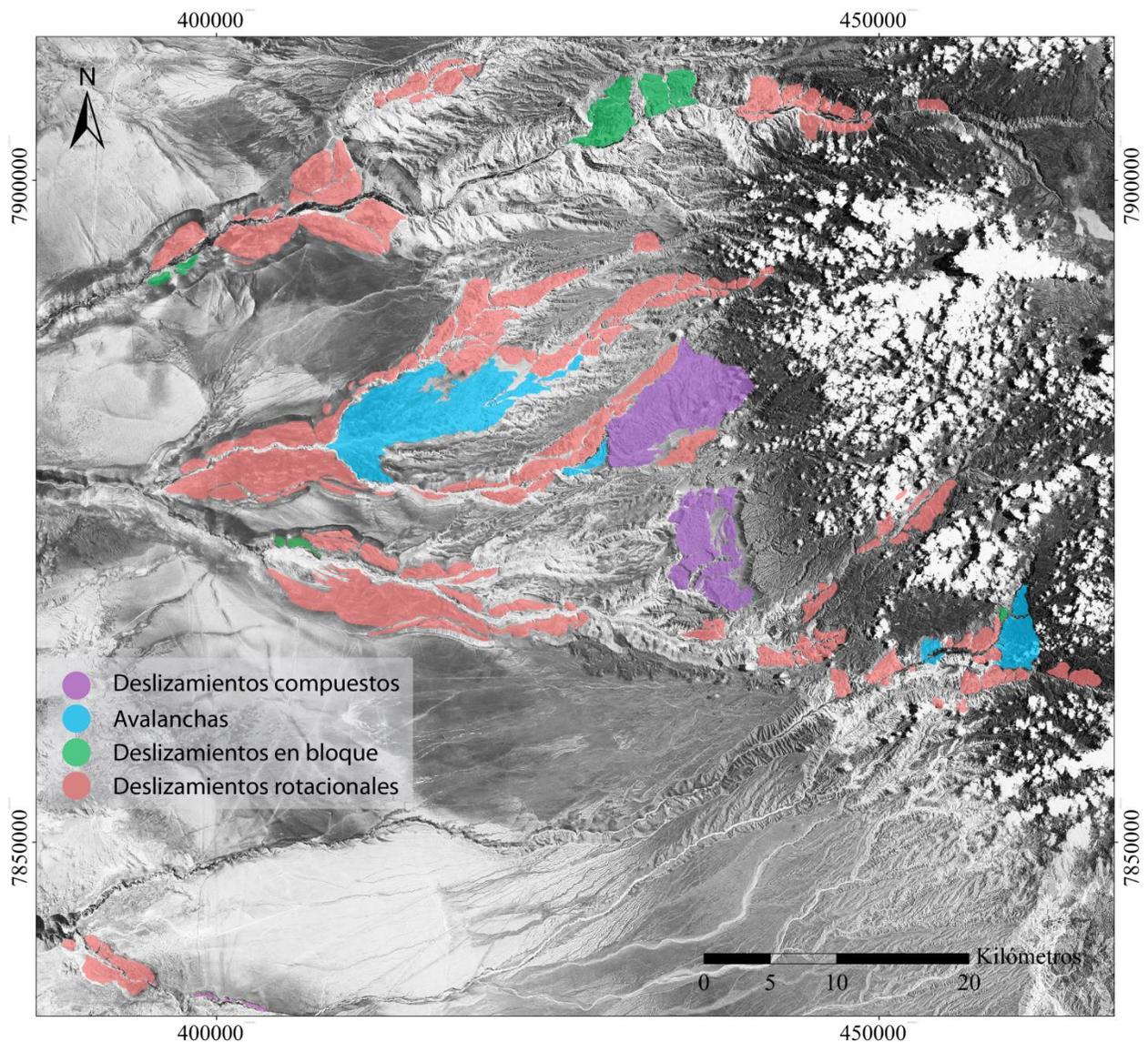


Figura 42: Tipificación basada en clasificación de Keefer (1984).

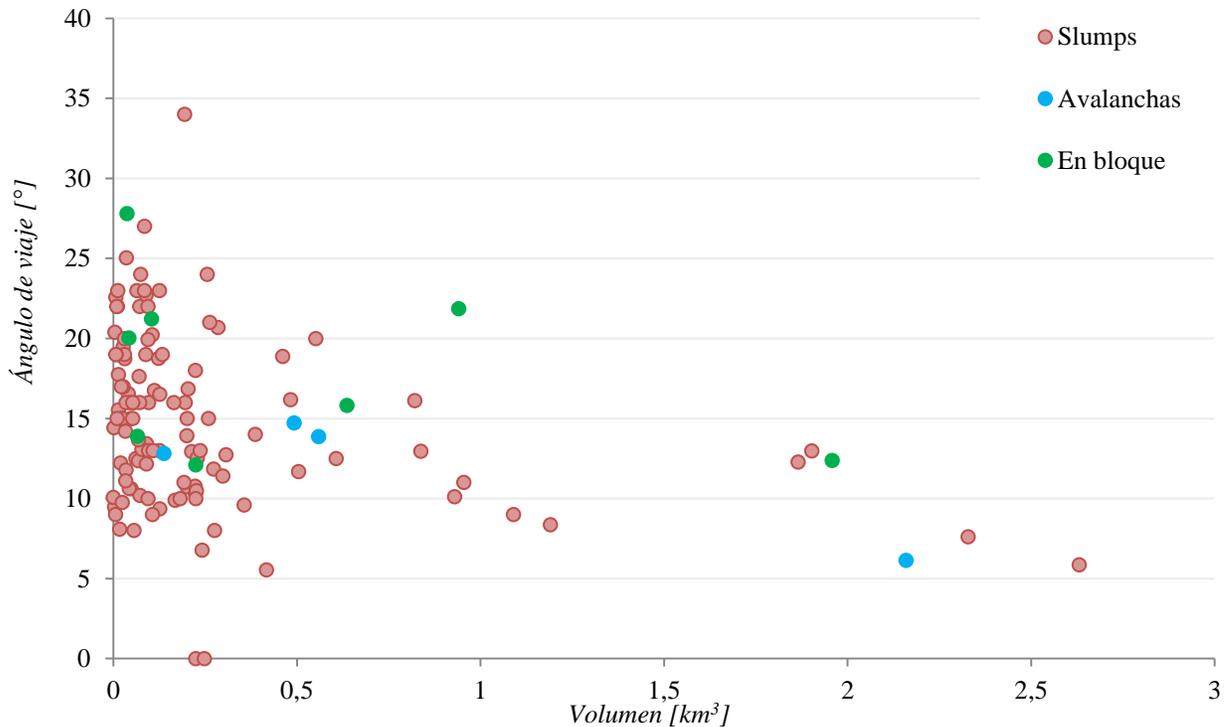


Figura 43: Volumen versus ángulo de viaje. Para tres tipos de remociones en masa, según la clasificación de Keefer (1984), sin incluir los deslizamientos compuestos Miñimiñi y Latagualla.

5.2.2 Erosión por *Groundwater sapping* y la génesis de los deslizamientos

El relieve en esta zona se distingue por poseer quebradas de pendientes abruptas con un fuerte grado de incisión. Esta característica está dada por las condiciones de hiperaridez que permanecen al menos desde el Cenozoico, y por las bajas tasas de erosión interfluvial en la zona de la Precordillera (0,1 a 1 m/ millón de años) que son cada vez menores hacia la Cordillera de la Costa (hasta 0,002 mm/año).

Durante el Mioceno las precipitaciones fueron muy esporádicas, por lo que ocasionaron mínima erosión durante la depositación de la Formación El Diablo y formaron redes de drenaje paralelas de orientación E-W en la zona precordillerana y Depresión Central. Particularmente en el área de estudio el patrón de drenaje se observa más bifurcado, y los ríos de la Depresión Central confluyen hacia cañones más profundos, debido a la topografía adquirida con los volcanes miocenos.

Del mapa de pendientes mostrado en la Figura 44 se pueden extraer observaciones del patrón de drenaje y forma de los valles en relación con los deslizamientos. El lecho del río se vuelve más profundo y amplio en las zonas en que la superficie se encuentra abombada, como por ejemplo en los monoclinales de la Precordillera, donde fueron encontradas remociones en masa de distintos tipos. En la zona de la Depresión Central los valles son más someros y no tan encajonados, debido a la alta presencia de deslizamientos progresivos provenientes de ambos lados de la ladera, los cuales producen el ensanchamiento del cajón. En cambio en la zona de la Cordillera de la Costa los cañones son más profundos (ya que reciben todos los canales del occidente), sin

embargo, en general, no se presenta erosión por deslizamientos, logrando un lecho muy angosto. Esta diferencia en el comportamiento probablemente se debe al cambio litológico entre la Depresión Central y la zona costera, lo cual da indicios acerca de la gran influencia que ejerce la geología sobre la calidad del macizo rocoso, y por ende frente a la capacidad de generar remociones. En la Figura 44 se observa como las zonas de deslizamientos están asociadas a las zonas de escarpes representadas en azul mostrando que corresponden a las pendientes más altas.

Diversos autores (Higgins & Coates, 1990, en Hoke *et al.*, 2004) han notificado características morfológicas que son atribuibles a *groundwater-sapping*, que se encuentran en los lechos de los ríos de la pendiente oeste de la Precordillera (superficie de la Fm. El Diablo) del norte de Chile. Este mecanismo erosivo forma cañones rectos de gran incisión, que en su nacimiento poseen forma de anfiteatro muy pronunciada. La erosión avanza pendiente arriba y finaliza con la morfología de anfiteatro, al este y fuera de esta se observa que el drenaje superficial ha dejado valles con forma de V al intentar equilibrarse con las zonas de profunda incisión (Figura 45).

La edad en que comenzaron a formarse redes de drenaje por *groundwater-sapping* no ha sido determinada, sin embargo algunos de los cañones profundamente incididos existieron durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano. Como por ejemplo la captura de la Pampa Caya por el cañón de Chacarilla (al este de Iquique) que es más joven que la ignimbrita Carcote de 5,8 Ma (Tomlinson *et al.*, 2001, en Hoke *et al.*, 2004).

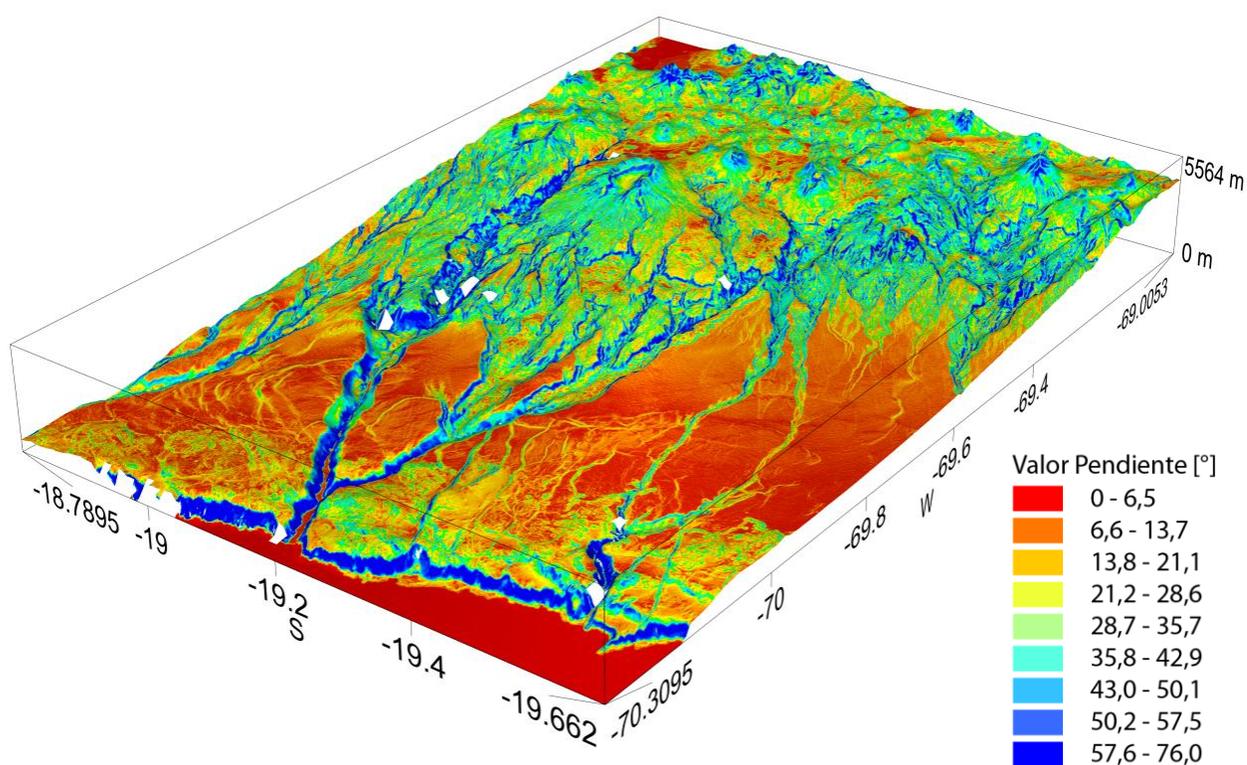


Figura 44: Mapa de pendientes proyectado en DEM. Las pendientes más abruptas se indican con color azul y las más suaves en verde.

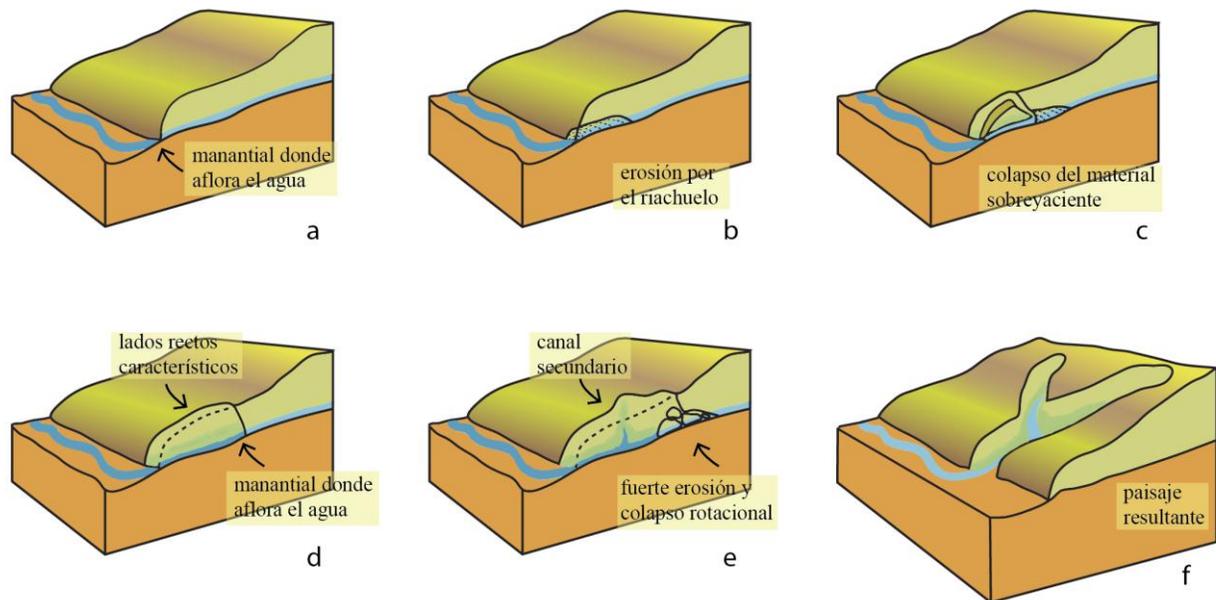


Figura 45: Etapas de formación de *Groundwater sapping*. En (f) se observa la morfología esquemática final de anfiteatro. Fuente: http://www2.pvc.maricopa.edu/~douglass/v_trips/wxing/introduction_files/sapping.html

En la Figura 45 se muestra la evolución de la socavación por aguas subterráneas. Esta inicia por la escorrentía de agua a través del límite entre una capa impermeable inferior, y una permeable superior (a). Esta capa superior, al ser más permeable, se erosiona (b) hasta perder la estabilidad y caer junto al bloque que la sobryace (c). El proceso erosivo continúa pendiente arriba (d) y en la nueva ladera expuesta se genera otro punto por el cual puede aflorar el riachuelo subterráneo (e). Finalmente esta morfología queda como se muestra en (f), en donde típicamente se puede encontrar vegetación entre los estratos, y morfología de anfiteatro en las cabeceras.

Posterior al alzamiento del Altiplano, la captación de aguas sólo pudo ocurrir en las zonas más altas de este, donde se infiltraba para transportarse como flujos de agua subterránea hasta superar los altos topográficos. Pudiendo aflorar en las zonas de cambios de pendiente ya que aquí se intenta nivelar con el perfil del río (Figura 46), de acuerdo al proceso explicado en la Figura 45.

Dado el nivel de despegue de los deslizamientos fotointerpretados, el agua subterránea podría haberse transportado sobre cualquiera de los niveles de ignimbrita de edad Mioceno tardío a Plioceno (Formaciones El Diablo y Latagualla) que se encuentran bajo algún nivel permeable. Por lo que este flujo subterráneo, podría estar directamente relacionado con el nivel arcilloso encontrado por Pinto *et al.* (2008), sobre el vitrófiro de Nama.

Este sistema erosivo se encuentra directamente relacionado a los deslizamientos de la Precordillera, tal como se observa en las cabeceras de las Quebradas Humayani, Ullumani, Cutijmaya, Miñimiñi, Latagualla y Suca, en donde se reconoce la morfología típica de *groundwater sapping* asociada a los deslizamientos confinados a esas quebradas. Esto indica la permanencia de aguas subterráneas durante la formación de estas remociones en masa, posiblemente entre el Mioceno tardío a Plioceno temprano (edad dada por las unidades estratigráficas afectadas).

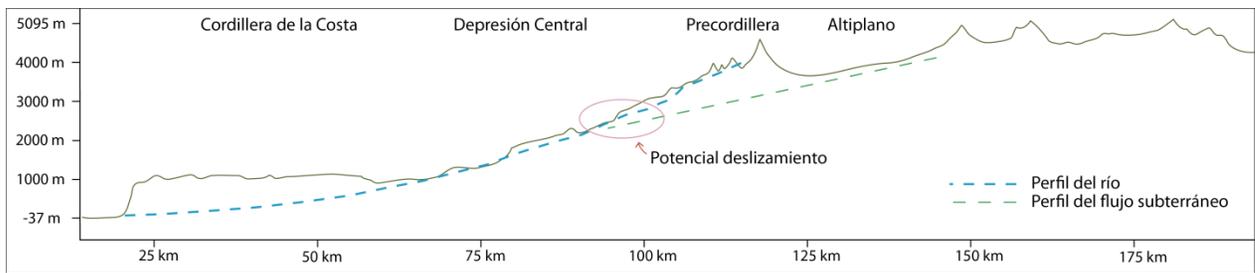


Figura 46: Perfil modificado desde la Cordillera hasta el mar, a la latitud de Camiña. Propone el modo en que habría aflorado el agua para producir el deslizamiento Latagualla.

En la Figura 47 - A y B se observa la morfología resultante de provocar deslizamientos en las cabeceras, conocida como “morfología de anfiteatro” (similar a Figura 45 - f). Mientras que C y D muestran una etapa más intermedia (entre e y f de la Figura 45) en la que se han formado riachuelos afluentes por socavación de agua subterránea. Esta íntima relación encontrada en la zona de estudio, entre *slumps* confinados y morfología de *groundwater sapping*, da indicios de que este es un mecanismo por el cual se podrían haber producido deslizamientos progresivamente por socavación.

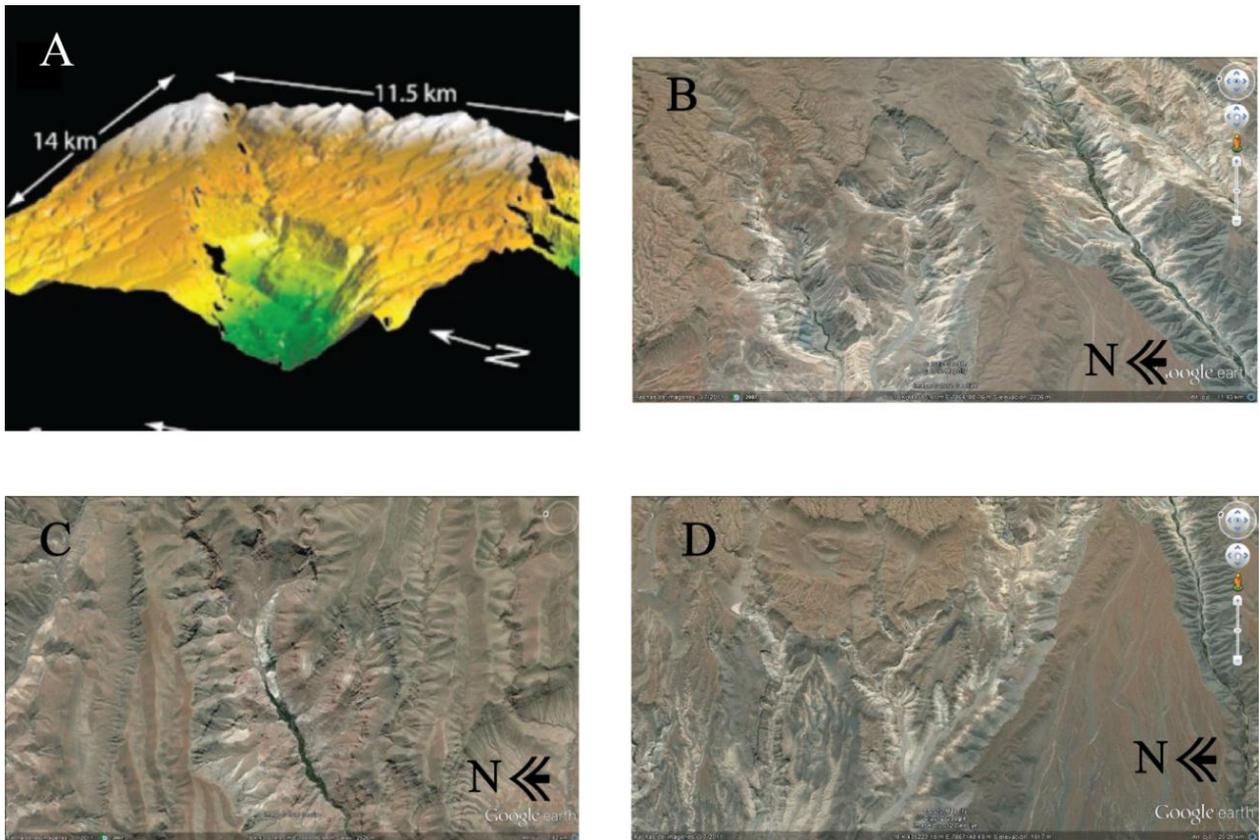


Figura 47: Las imágenes A, B y C muestran zonas con morfología de anfiteatro relacionada a valles formados por socavación de aguas subterráneas correspondientes a los sectores este de Humayani, Latagualla y Miñimiñi, respectivamente. D, muestra que muchos de los afluentes de Latagualla y Suca tienen forma de anfiteatro. La imagen A fue extraída de Hoke et al. (2004).

Así, los megadeslizamientos Latagualla y Miñimiñi, y en general las remociones estructurales (Sección 5.2.1), se formaron bajo la presencia de aguas subterráneas. Se propone que esta emergió al llegar a las zonas más débiles provocadas por las estructuras que forman parte del WTS (como la Flexura de Moquilla). Lo cual es posible dado que la incisión de los ríos comenzó a los 8 Ma, con posterioridad al desarrollo de la actividad de las estructuras en esta zona (21 Ma): es decir en un relieve ya estructuralmente modificado.

Cabe notar que si el agua aportada por infiltración desde el Altiplano hubiese sido suficiente para provocar un río caudaloso, este habría propiciado la génesis de los deslizamientos de la Depresión Central, que fueron clasificados como “remociones de quebrada” en la sección 5.2.1.

A partir de la evidencia de *groundwater sapping*, se infiere que la cabecera de los ríos Ullumani, Cutijmaya y Suca, ha migrado hacia el este, generando pendientes cada vez más abruptas en el oeste. Por lo anterior se propone que los *slumps* de la Depresión Central se formaron con anterioridad a los de la Precordillera, ya que las laderas de altas pendientes se encontraban más inestables. Y su génesis podría haberse detonado tanto por fenómenos de socavación, como efectos de sitio asociados a sismicidad. Los deslizamientos precordilleranos cercanos a la cabecera de los ríos, debiesen ser los más nuevos, y se habrían generado desde el oeste de las flexuras inversas (como Moquilla – Humayani) hacia el este de estas. Por lo que se infiere que este mecanismo erosivo se fue desarrollando continuamente en el tiempo, conforme a como se produjo la incisión.

Esta evolución dependiente de *groundwater sapping*, da por supuesto que primero ocurrió el alzamiento de la Precordillera y que este conllevó al desarrollo de la hiperaridez.

6. Análisis de factores condicionantes y gatillantes

6.1 Factores condicionantes

La calidad del macizo rocoso depende de una serie de características que determinan la susceptibilidad de las laderas a sufrir remociones en masa.

6.1.1 Topografía y geomorfología

En la zona estudiada, los actuales valles que contienen las remociones en masa, se formaron bajo condiciones climáticas de aridez a hiperaridez. Esta condición, sumada al mecanismo erosivo de *groundwater sapping* (Sección 5.2.2), habría permitido la formación de ríos muy profundos cuyas laderas de pendientes muy abruptas fueron sitios potenciales para el desarrollo de deslizamientos.

6.1.2 Geología

Algunas de las rocas mencionadas por Keefer (1984) como las más susceptibles de sufrir deslizamientos inducidos por sismicidad fueron: rocas débilmente cementadas, rocas más endurecidas con discontinuidades prominentes o penetrantes, areniscas residuales o coluviales y depósitos deltaicos granulares.

A grandes rasgos la secuencia estratigráfica afectada por los deslizamientos incluye de base a techo: ignimbritas de composición dacítica a riolítica de la Formación Oxaya en el sector de Camarones (eg. Colapso de Lluta, Strasser *et al.*, 2005), o ignimbritas y depósitos sedimentarios intercontinentales de la Formación el Diablo o Latagualla (en Camiña y Suca), sobre los últimos se encuentran lavas de composición andesítica (lavas de Tana).

Dentro de esta secuencia, los depósitos más susceptibles a generar deslizamientos (en comparación con lo dicho por Keefer, 1984) parecen ser las areniscas y conglomerados de las Formaciones el Diablo y Latagualla; sin embargo de acuerdo a estudios anteriores, las características geológicas del macizo en el cual ocurrió el deslizamiento Latagualla no eran suficientes para que se provocara un deslizamiento sin algún detonante sísmico (Pinto *et al.*, 2008; Darrozes *et al.*, 2007).

Algunas estructuras importantes que pueden haber afectado la calidad del macizo rocoso corresponden a las del WTS. Una de estas es la Flexura Moquella, la cual debe haber tenido un importante papel en la génesis de los megadeslizamientos Miñimiñi y Latagualla, debido al mayor esfuerzo extensional por la deformación (zona de charnela) en esta zona del macizo rocoso.

En síntesis, las estructuras y deformación presentes actualmente en esta secuencia estratigráfica muestran que esta estuvo sometida a un intenso estrés compresivo durante su formación, lo que junto a la meteorización y acción de aguas subterráneas forman parte del conjunto de condicionantes para la ocurrencia de deslizamientos.

Estas condiciones facilitaron la meteorización mecánica y física, resultando muy probable que los taludes se encontraran frágiles, y bastante susceptibles a ser gatillados por algún detonante

(sismicidad o exceso inusual de precipitaciones), dado que cumplieran condiciones de inestabilidad previas.

6.2 Sismicidad como factor desencadenante:

Los sismos son desencadenantes de remociones en masa muy comunes en diversos escenarios geológicos y topográficos, ya que las aceleraciones sísmicas generan un cambio temporal en el régimen de esfuerzos normales y de corte, a los que suele estar sometida la ladera, pudiendo producir su inestabilidad. Además si estos van acompañados por períodos de lluvia previos o durante un sismo (o un enjambre sísmico), se favorece la ocurrencia de deslizamientos, debido a que durante la agitación sísmica, la presión de poros puede aumentar y así reducir la resistencia al cizalle.

Como fue mencionado en la Sección 3.2, el deslizamiento de Latagualla debió haber sido gatillado por sismicidad, para lo cual existen dos posibilidades (Darrozes *et al.*, 2007):

Caso 1: Sismo desencadenante de profundidad cortical, de magnitud aproximada $M \sim 7$ ocurrido a alrededor de 15 km del deslizamiento;

Caso 2: Sismo de gran magnitud ($M > 9$) ocurrido en la zona de subducción, a aproximadamente 110 km del deslizamiento.

Además para ambos casos se supone que el megadeslizamiento Latagualla se habría producido bajo condiciones de nivel freático alto y aceleración sísmica *peak* horizontal de alrededor de 1 g.

Como la mayoría de los escarpes de las remociones en masa de la zona de estudio se encuentran cercanos a las cimas, es muy probable que estas también hayan sido detonadas por sismicidad (e.g. Sepúlveda *et al.*, 2005a; Sepúlveda *et al.*, 2005b; Weissel *et al.*, 2001; Harp y Jibson, 1996; en Serey, 2007); por lo que las observaciones a continuación, se harán extensivas para el resto de las remociones, y bajo los mismos supuestos que para el deslizamiento Latagualla.

Con el siguiente análisis, se busca comprender cuál de los dos casos de sismicidad podría haber gatillado los deslizamientos de la zona de estudio. Para esto, se calcularon relaciones geométricas entre los deslizamientos y la fuente sísmica, de acuerdo a los resultados obtenidos estadísticamente por autores como Keefer (1984), Rodríguez *et al.*, (1999) y Delgado *et al.*, (2011) para el caso de sismicidad cortical; y para el caso de sismicidad de interplaca, se realizaron comparaciones basadas en mapas de intensidades macrosísmicas propuestos para sismos históricos de Arica e Iquique.

6.2.1 Caso 1: Sismicidad intracontinental de profundidad somera:

Se correlacionó este tipo de sismicidad con la actividad de la Flexura de Moquella, que actualmente (1973-2012) se encuentra sísmicamente inactiva. Esta estuvo activa entre los 25 y 8 Ma (Pinto *et al.*, 2004), y la edad del deslizamiento Latagualla fue acotada con anterioridad a 8-9 Ma atrás (Pinto *et al.*, 2004), por lo cual se supuso que la sismicidad estuvo ligada a la actividad de esta flexura.

Se puede conocer la relación de los deslizamientos con la sismicidad según cuatro términos generales propuestos por Keefer (1984), cuyo estudio se basó en datos de 40 sismos históricos de todo el mundo que produjeron deslizamientos, que abarcan desde 1811 hasta 1980. Los resultados fueron posteriormente modificados y actualizados por Rodríguez *et al.* (1999), con 36 datos de sismos ocurridos entre 1980 y 1997. Además Delgado *et al.* (2011) agregaron relaciones para la intensidad tomando 270 datos antiguos más información hasta el 2005.

Keefer (1984) y Rodríguez *et al.* (1999), propusieron las siguientes comparaciones:

- Magnitud mínima de sismo que puede provocar un deslizamiento.
- Curva de magnitud mínima y área afectada por los deslizamientos.
- Curva de magnitud mínima y máxima distancia al deslizamiento.

De Delgado *et al.* (2011) fueron útiles las siguientes relaciones:

- Área afectada por el deslizamiento e Intensidad macrosísmica epicentral mínima.
- Máxima distancia a la proyección del plano de falla e Intensidad epicentral.

Cabe destacar que los estudios estadísticos mencionados anteriormente utilizan todo tipo de deslizamientos y sismos, es decir, no difieren entre la respuesta a un sismo de subducción o a uno cortical; y los deslizamientos utilizados en sus cálculos son de menor volumen que los descritos en este estudio. Por otro lado se prefirió utilizar los resultados más actuales (curvas de Rodríguez *et al.*, 1999), ya que estos poseen un rango de datos más amplio, y por ende son más confiables.

Área afectada por deslizamientos: Tanto para magnitud como para intensidad existen relaciones con el área que encierra las remociones generadas por un sismo. Se realizaron los cálculos para ocho casos: cinco correspondientes a todos los deslizamientos que se encuentran en cada una de las quebradas; y tres casos particulares que involucran áreas más grandes: uno corresponde al eventual caso en que los megadeslizamientos de Suca y Miñimiñi hubiesen sido gatillados por un mismo evento sísmico; otro caso corresponde a la posibilidad de que todos los deslizamientos exceptuando los de la Quebrada Tiliviche se hubiesen producido al mismo tiempo; y por último el caso hipotético en el que todos los deslizamientos de la zona (incluido Tiliviche) fueron gatillados por un gran sismo (o enjambre sísmico). Lógicamente estos últimos tres casos son menos probables, pero son considerados debido a que no se conoce la temporalidad de los procesos y no se deben descartar los casos más extremos.

El área de daño fue medida encerrando en un polígono simple (en ArcGIS) todo el sector circundante a las quebradas donde se encuentran las remociones en masa, tratando de no sobredimensionar la posible zona afectada (por remociones en masa), enfocando la selección a las altas pendientes. Los resultados de este cálculo se muestran en la Tabla 8.

Tabla 8: Área afectada por remociones en masa, en cada una de las quebradas.

Sector	Área afectada [km ²]
Camarones-Humayani	800
Miñimiñi	534
Suca-Latagualla	684
Camiña	185
Tiliviche	60
Zona 2	1220
Zona Central sin Tiliviche	2210
Área completa	4913

Máxima distancia a la proyección del plano de falla: Rodríguez *et al.* (1999) midieron esta distancia desde el punto más cercano en la proyección de la superficie de la ruptura de la falla; mientras que Keefer (1984) utilizó la distancia al punto más cercano a la ruptura de la falla, que en muchos casos era una distancia oblicua a un punto debajo de la superficie. En este estudio, la distancia al deslizamiento más lejano en cada una de las quebradas fue medida en un perfil como el que se muestra en la Figura 48, tomado en la zona de menor distancia en planta, desde el escarpe de cada deslizamiento hasta la traza en planta de la Flexura Moquella. Suponiendo entonces que hubo ruptura en superficie, por lo que este método no contempla la profundidad de los posibles sismos detonantes. Las trazas en las que fue tomada la distancia se muestran en la Figura 49 y los valores en la Tabla 9 (y Anexo D).

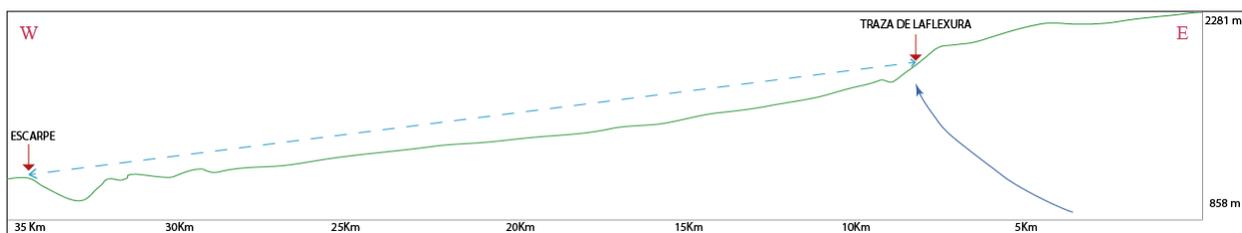


Figura 48: Perfil desde la traza de la flexura hasta el escarpe, donde se muestra como fue medida la distancia.

Tabla 9: Distancias tomadas en los perfiles de las trazas indicadas en la Figura 49. La mayoría con respecto a la Flexura Moquella, 4 con respecto a una flexura de vergencia este (monoclinal de Sucuna).**

Tramo	Distancia [km]	Magnitud M_w
1	12,3	5,6
2	8,7	5,4
3	25	5,8
4**	13	5,62
5	23	5,78
6	11,2	5,55
7	2,9	5,05
8	6,3	5,3
9	4	5,2
10	17,6	5,7

El método utilizado para medir la distancia no es totalmente exacto sin embargo entrega una buena aproximación para magnitudes e intensidades mínimas. Uno de los errores principales se debe al supuesto de ruptura superficial de la Flexura Moquella; por lo que las distancias que se midieron desde la traza hacia el oeste (bloque yaciente) se encuentran subestimadas, mientras que las que van hacia los deslizamientos del bloque colgante pueden ser menores o mayores a las reales, según el epicentro del sismo. Otro error importante es que la actividad de los deslizamientos se asocia sólo al movimiento de la Flexura de Moquella (excepto la distancia 4, que se compara con la Flexura Sucuna).

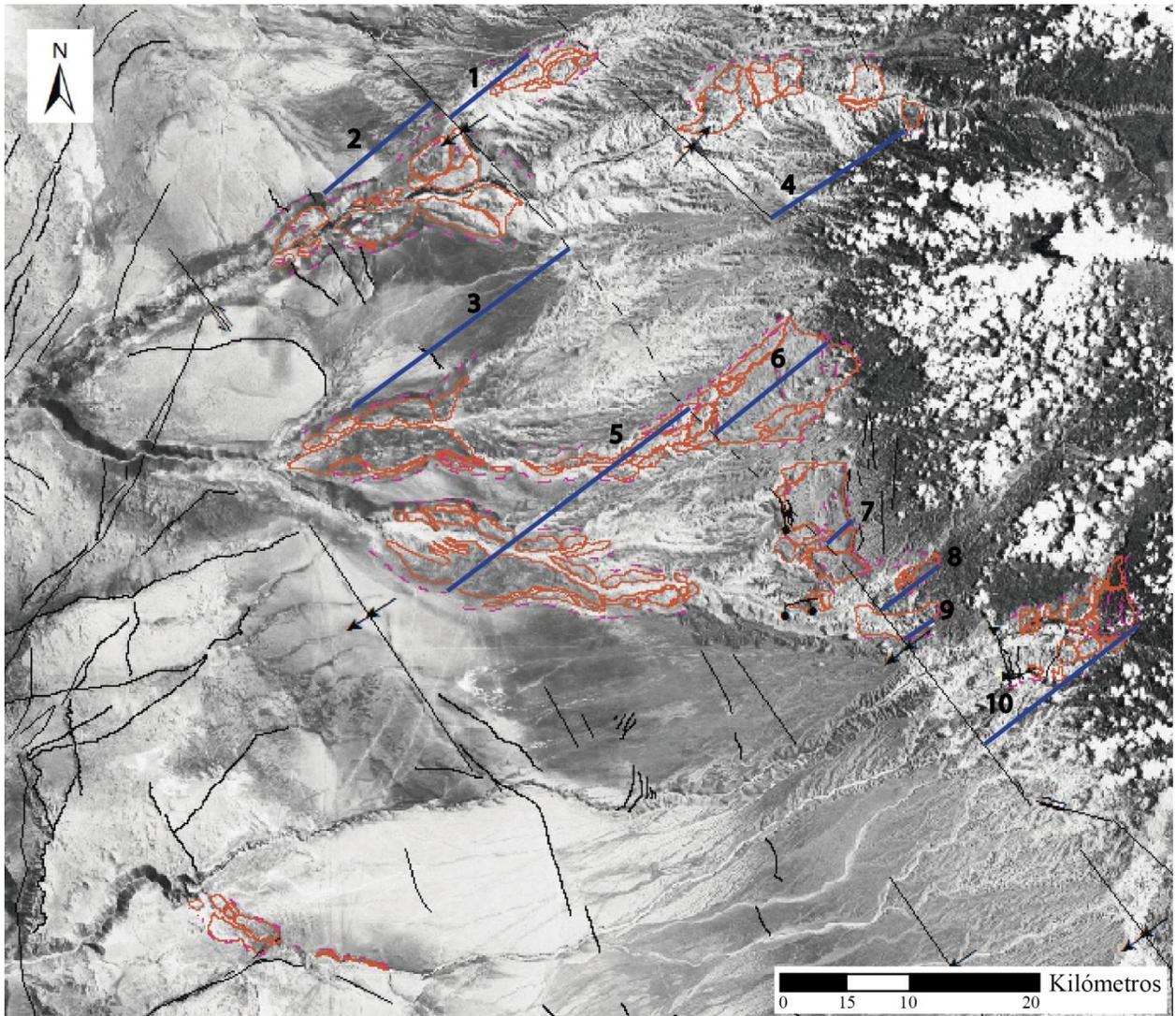


Figura 49: Muestra la distancia más corta al deslizamiento más lejano en cada quebrada. Los valores se indican en la Tabla 9 señalados por cada índice en la imagen.

Magnitud mínima de sismo que puede provocar un deslizamiento:

Keefe *et al.* (1984) y Rodríguez *et al.* (1999) entregaron valores mínimos de magnitud para los cuales se pueden producir deslizamientos. Como se mencionó anteriormente estos deslizamientos no poseen el mismo volumen que los estudiados en este trabajo, por lo que probablemente las magnitudes a las que ellos ocurrieron deben ser superiores a las siguientes:

Slumps de roca: $M_L \approx 6.5$ (5.0, según Keefe, 1984);

Deslizamiento de roca en bloques: $M_S \approx 5.9$;

Avalanchas de roca: $M_S \approx 6.5$.

Curva de magnitud mínima y área afectada por los deslizamientos:

Corresponde al límite superior obtenido estadísticamente por Rodríguez *et al.* (1999) al comparar gráficamente el área afectada por deslizamientos coherentes con la magnitud de los sismos que los gatillaron. Al proyectar sobre esta curva los valores de área obtenidos (Tabla 8), se conocen valores de magnitud mínimas para cada área afectada, como se muestra en la Figura 50.

Los deslizamientos de las quebradas se habrían producido a magnitudes mínimas M_w entre 4,5 y 5,5 en las Quebradas Tiliviche, Camiña, Miñimiñi, Suca y Camarones en orden de magnitud ascendente; y valores desde 5,6 hasta 6,2 para los tres casos propuestos anteriormente.

Curva de magnitud mínima y máxima distancia al deslizamiento:

De acuerdo a las consideraciones explicadas anteriormente, se tomó la distancia desde la traza de la flexura, hasta el sector más cercano del escarpe del deslizamiento más lejano en cada una de las quebradas. Las distancias señaladas en la Tabla 9 fueron graficadas en la curva entregada por Keefe (1984) para deslizamientos coherentes (se utilizó esta opción ya que las avalanchas se encuentran en menor cantidad, y a distancias menores); como se muestra en la Figura 51 en general las magnitudes mínimas habrían estado entre los 5 y 5,8 grados de magnitud M_w .

En este caso, la magnitud mínima obtenida para el deslizamiento Latagualla (Distancia 7, Figura 49) es de 5,1 (Figura 51), lo que quiere decir que la magnitud esperada ($M_w \sim 7$) se encuentra dentro de la envolvente de magnitudes mínimas de esta figura, por lo cual los resultados obtenidos mantienen lo propuesto por Darrozes *et al.* (2007).

Por último, algunas observaciones que se deben considerar son las siguientes:

Los trabajos de Keefe (1984), Rodríguez *et al.* (1999) y Delgado *et al.* (2011) se basan en resultados estadísticos y por lo tanto las relaciones que entregan son de amplio rango de error y muy generales, ya que si bien separan en los distintos tipos de remociones en masa, no reparan en las condiciones específicas de cada localidad en el momento del evento (clima, morfología, estructuras, etc.). Otro aspecto importante, es el gran volumen de los deslizamientos de la zona de estudio, es decir, no basta con cuantificar la magnitud e intensidad de los sismos que los provocaron con parámetros tales como la distancia al epicentro y el área, ya que además son muy profundos.

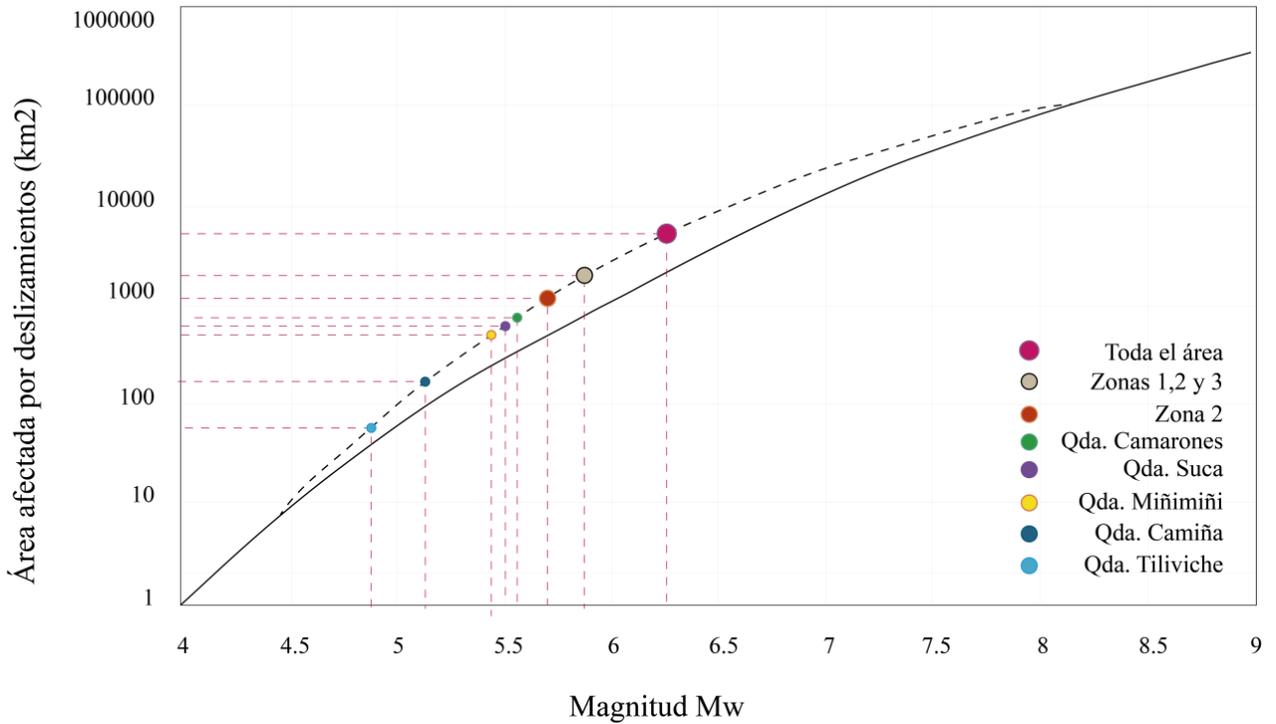


Figura 50: Envoltente de magnitudes mínimas. Área afectada por deslizamientos (en km^2) en función de la magnitud sísmica mínima M_w . La línea sólida es la determinada por Keefer (1984), y la punteada corresponde a la de Rodríguez *et. al.*, (1999). Las zonas 1, 2, 3 y 4 fueron indicadas en la Figura 21 (Sección 4.2.2).

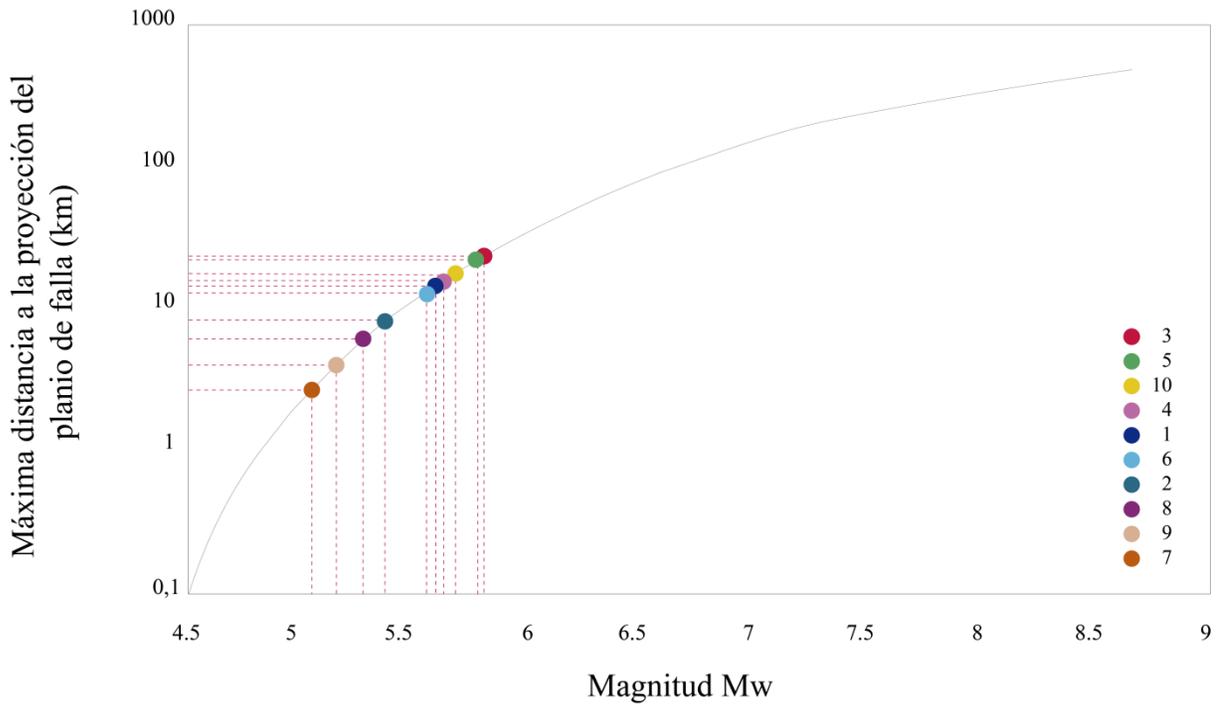


Figura 51: Envoltente de magnitudes mínimas a las cuales ocurrieron los deslizamientos, de acuerdo a la distancia máxima desde la fuente (proyección del plano de falla, Tabla 9) a cada deslizamiento. Cada distancia fue proyectada sobre la curva de Keefer (1984).

Intensidad epicentral mínima

Al utilizar las curvas entregadas por Delgado *et al.*, (1999) para máxima distancia epicentral (Figura 52) y área afectada por deslizamientos (Figura 53), la envolvente de intensidades mínimas muestra valores cercanos a VI.

Si los deslizamientos se hubiesen provocado bajo las intensidades mínimas, señaladas por la envolvente, significaría que las condiciones geotécnicas e hidrológicas contemporáneas a los deslizamientos debieron haber sido muy favorables para la génesis de estos. Probablemente los megadeslizamientos fueron provocados a intensidades mayores a los mínimos, es decir a valores de intensidad que se encuentran a la derecha de la curva (dentro del área de la envolvente). Por otro lado podrían existir inexactitudes dadas por el alcance de la correlación basada en curvas estadísticas, que no contemplan parámetros tan importantes como la dimensión de los deslizamientos, y la litología.

Para conocer el comportamiento de la aceleración, los resultados para intensidad mínima obtenidos (~VI, Figura 52 y entre V y VI ½, Figura 53), se proyectaron en la curva de correlación entre intensidad del sismo y PHA de Trifunac y Brady (1975a, en el gráfico de Kramer, 1996) y se obtuvieron valores de aceleración entre 0,06 y 0,2 g (Figura 57). Según lo esperado (Darrozes *et al.*, 2011; Pinto *et al.*, 2008; 2007) estos valores de aceleración habrían sido insuficientes para producir el deslizamiento Latagualla, ya que esta debería haber sido cercana a 1 g. Esto se debe a que la relación de Trifunac y Brady (1975a) está dada para aceleración horizontal, sin embargo los cálculos de Darrozes *et al.* (2007) están realizados con el modelo de Ingles *et al.* (2006) que utiliza aceleración no paralela a la pendiente, y además entrega valores de intensidad mayores (~7,5, Figura 12) a los dados por resultados estadísticos.

En la Figura 54 se graficaron los valores de distancia epicentral (Tabla 9) sobre la curva de atenuación de la aceleración presentada por Sadigh *et al.* (1997) para sismos corticales de magnitud entre 7,3 y 7,5 de falla inversa en roca, que se basa en datos obtenidos principalmente en California. Como muestra en la Figura 54 se obtuvieron aceleraciones entre 0,3 y 0,8 g, y justamente 0,8 g corresponde al valor que se correlaciona con la distancia al deslizamiento de Latagualla, el cual es exactamente el calculado por Pinto *et al.*, 2007 mediante su análisis geotécnico (Sección 3.2).

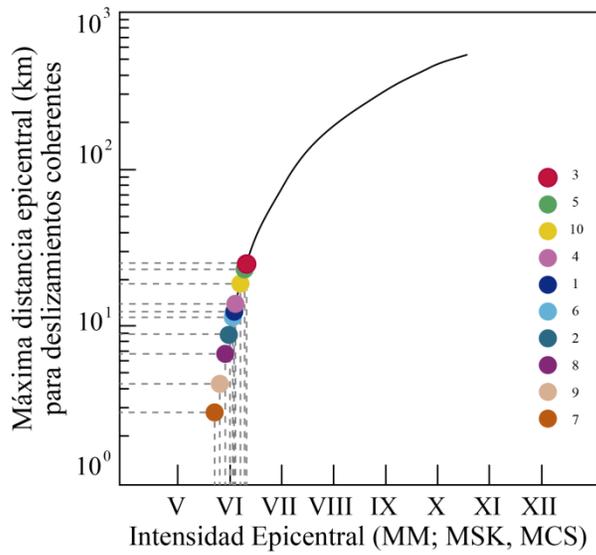


Figura 52: Envolvente de la Intensidad epicentral versus máxima distancia a la proyección del plano de falla. (Modificado de Delgado *et al.*, 2011)

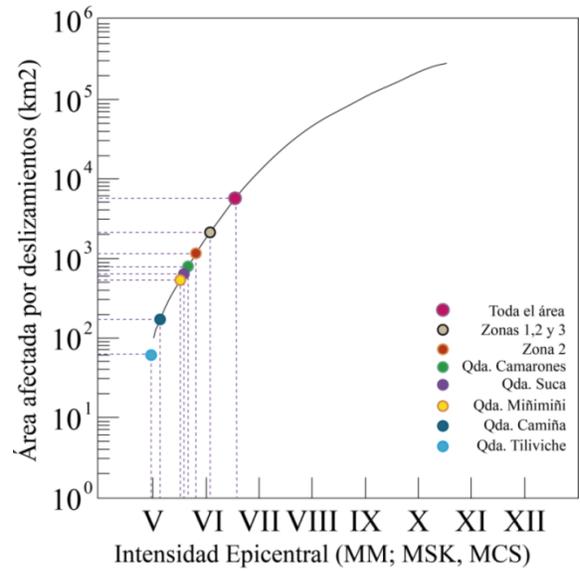


Figura 53: Envolvente de la Intensidad epicentral versus área afectada por los deslizamientos (Modificado de Delgado *et al.*, 2011)

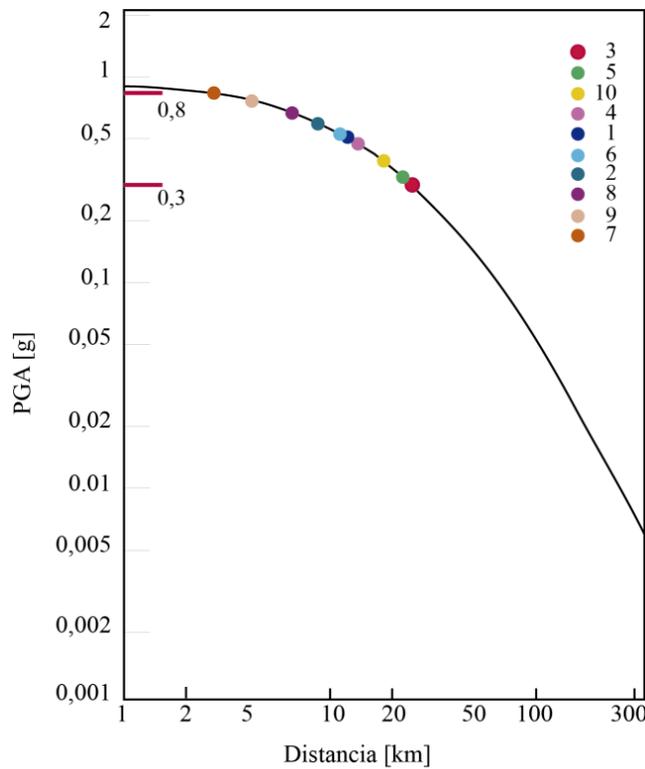


Figura 54: Relación de atenuación de aceleración con la distancia, para sismos corticales ($M= 7,3-7,5$) de falla inversa en roca. Las distancias corresponden a las señaladas en la Figura 49, y Tabla 9. Modificado de Sadigh *et al.* (1997).

6.2.2 Caso 2: Sismos de subducción de interplaca y asociados a su contacto:

Este caso corresponde a la posibilidad de que megadeslizamientos como el de Latagualla hayan sido provocados por un sismo de magnitud mayor a 9 (M_w) ocurrido en la zona de subducción de interplaca, cuya fuente se encontrara a una distancia aproximada de 110 km de este.

De acuerdo a un mapa de intensidad general de Chile realizado por Barrientos (1980) para sismos de interplaca (zona de Benioff), la zona de Latagualla se encuentra en el rango de intensidad mínima entre VIII ½ y IX. Barrientos (1980) además propuso una curva general de intensidad versus distancia epicentral, para cualquier lugar de Chile, calculada con 73 sismos chilenos ocurridos entre 1906 y 1977 cuya magnitud fuera igual o mayor a 5,4. La ecuación no hace distinción entre distintos tipos de fuente sísmica, lo cual ha sido reconocido por tener un fuerte efecto en la distribución de la intensidad (Chavez y Castro, 1988; Bakun *et al.*, 2002; Astroza *et al.*, 2005b).

Si en este mismo gráfico se ocupa el dato de intensidad para la Región de Tarapacá (VIII ½ - IX) extraído de Barrientos (1980), se obtienen valores de distancia epicentral menores a 110 km, que rodean los 20 km, lo cual correspondería a un sismo cortical y por ende no es coherente con el caso aquí analizado.

Por otro lado siguiendo la propuesta de Darrozes *et al.* (2007), a los 110 km se obtiene una intensidad menor a 6; sin embargo es de esperar que la curva para un sismo de $M=9$ con las mismas condiciones se encuentre por sobre la curva de Barrientos ($M: 6,9$), por lo que las intensidades calculadas serían mayores a las graficadas en la Figura 55. Al corresponder a una curva de intensidad macrosísmica general para Chile, no considera la distancia exacta a la fuente sísmica, ni el tipo de sismo, por lo que los resultados que se obtienen son imprecisos.

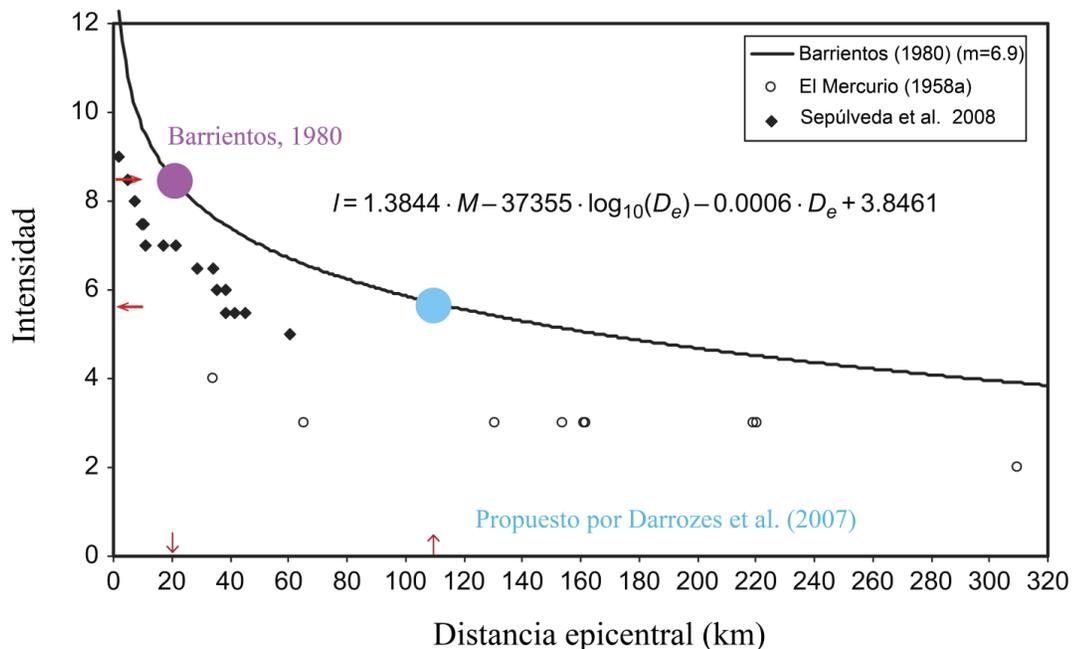
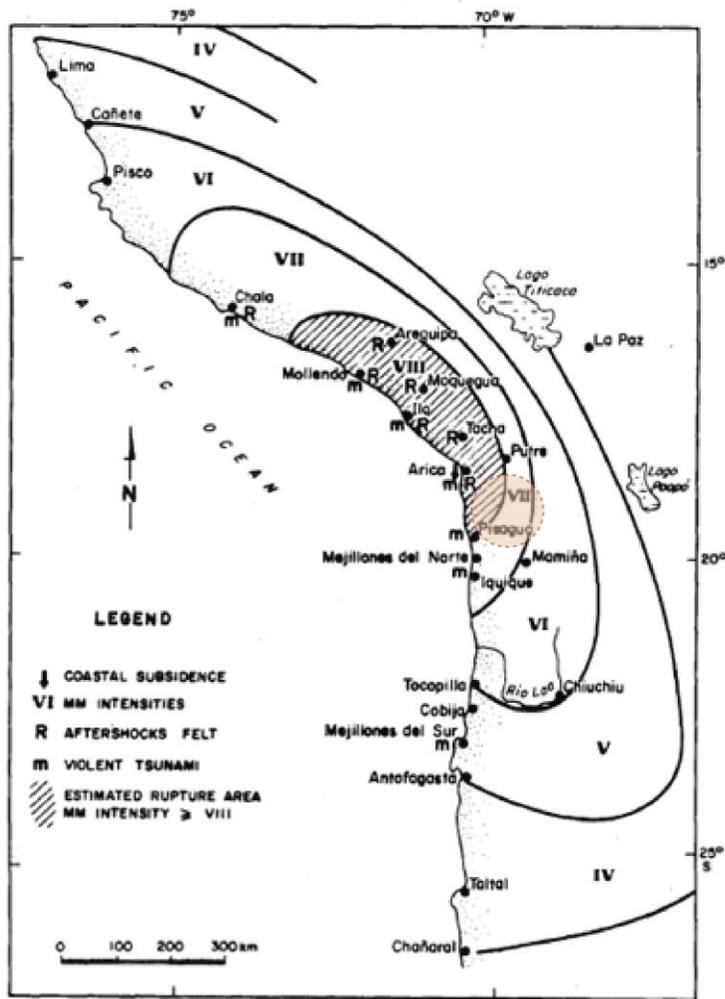
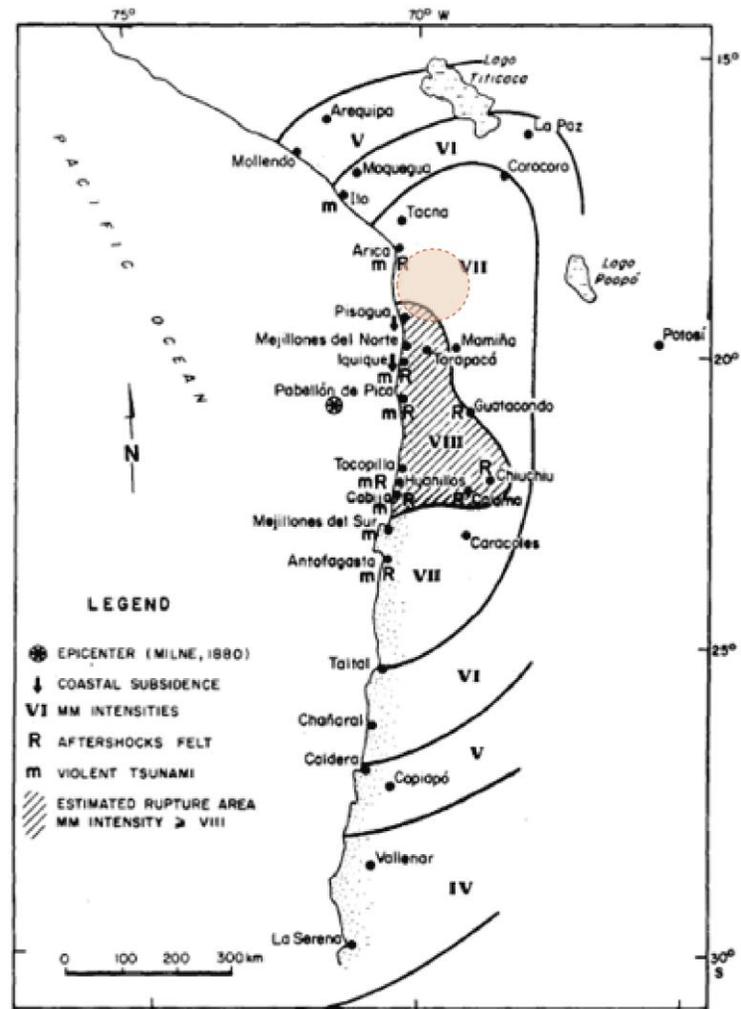


Figura 55: Relación propuesta por Barrientos (1980). El punto celeste indica la intensidad calculada en esta curva para un sismo con fuente a 110 km. Modificado de Sepúlveda *et al.*, 2008.



TERREMOTO DE ARICA
1868



TERREMOTO DE IQUIQUE
1877

Figura 56: Superficie de ruptura provocada por los sismos, determinada por cálculos de intensidad macrosísmica. A la izquierda la del Terremoto de Arica de 1868 ($M_w=9.1$); y a la derecha la del Terremoto de Iquique de 1877 ($M_w=9.0$). El área de estudio se muestra en naranja, marcando intensidades entre VII y VIII. Extraído de Kausel et al. (1992).

Kausel *et al.* (1992) realizaron mapas de intensidad macrosísmica para los sismos de Iquique (1877, Mw 9.0) y Antofagasta (1868, Mw 9.1), en los cuales indicaron la zona de intensidad MM (Escala de Mercalli Modificada) VIII o mayor, y las localidades con alta frecuencia de réplicas, como por ejemplo el área de ruptura. Para realizar estas estimaciones utilizaron datos como el tiempo de llegada, la altura de las ondas de los tsunamis, la subsidencia costera o el levantamiento. En la Figura 56 se muestra en color naranja la zona de estudio, en la cual se presentaron intensidades entre VII y VIII para una magnitud M_w de alrededor de 9.

Al utilizar estos valores de intensidad macrosísmica en el gráfico resumen propuesto por Kramer, (1996), se observa una gama de valores muy amplia para aceleración (Figura 57). Si se utiliza la curva PHA de Trifunac y Brady (1975a) se obtienen valores entre 0,2 y 0,5 g. Estos valores también se encuentran por debajo de lo esperado, ya que se esperaba encontrar una aceleración cercana a 1g.

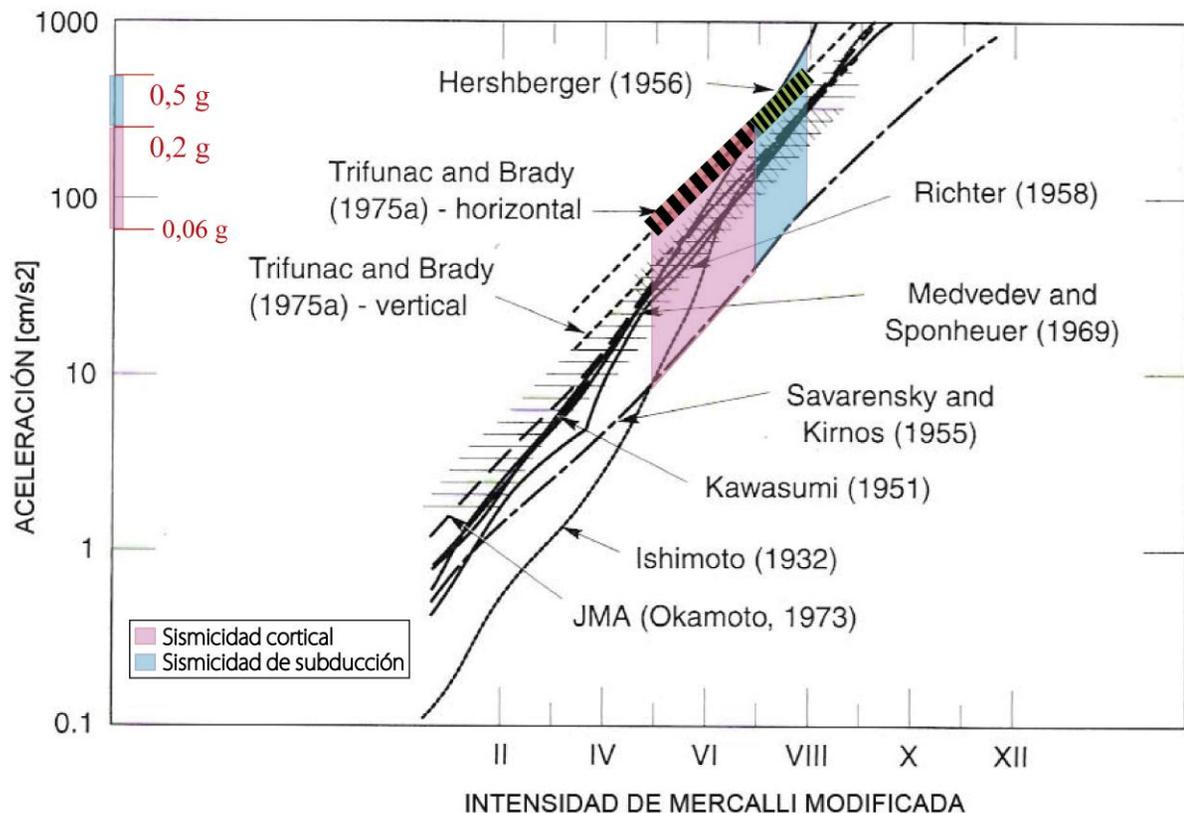


Figura 57: Correlación entre intensidad del sismo y aceleración, se destaca la relación de PHA de Trifunac y Brady (1975a, en el gráfico de Kramer, 1996). Para el caso de sismicidad cortical se utilizaron los valores de intensidad calculados previamente en las Figura 52 y Figura 53 indicando en rosado el área dentro de la cual se encontraría el rango de valores de aceleración y con rojo achurado sobre la recta PHA (entre 0,06 y 0,2 g). Para el caso de sismicidad de subducción se utilizaron intensidades macrosísmicas, se indica en verde achurado la relación de PHA resultando en aceleraciones entre 0,2 y 0,5 g, y en celeste el área dentro de la cual se encontraría el rango de valores general de aceleración.

6.3 Discusiones

En este trabajo se expusieron los aspectos climáticos, geomorfológicos, estructurales y sísmicos que influyeron directa o indirectamente en el modelamiento del paisaje que dio origen a las remociones en masa. Además existe una serie de factores que predisponen el comportamiento del macizo rocoso ante la sismicidad, como son: la topografía, el paso del tiempo, las propiedades de las ondas sísmicas, y la interacción entre estos; que pueden interferir provocando variaciones en la ocurrencia, densidad y distribución de los deslizamientos.

Así por ejemplo, a través del paso del tiempo varían las condiciones geotécnicas e hidrológicas, haciendo disminuir la resistencia de las laderas o el factor de seguridad en las discontinuidades, facilitando la ocurrencia de una remoción en masa mediante una leve agitación o por cambios climáticos estacionales.

Las profundas quebradas y su abrupto relieve conforman un paisaje propicio para la ocurrencia de efecto de amplificación topográfica, lo que se ve evidenciado por la cercanía de los escarpes a las cimas de las laderas en los deslizamientos de quebrada (Sección 5.2.1). Este efecto se produce por la focalización de las ondas sísmicas primarias hacia la cumbre del cordón o ladera, su difracción en la superficie e interferencia entre ondas primarias y difractadas (Aki, 1988).

Otro efecto de amplificación ocurre en el frente de ondas que viajan contra la cara de la ladera. (Ashford & Sitar, 1997). Así por ejemplo si uno de los sismos detonantes de deslizamientos ocurrió en la Flexura de Moquilla, fueron las laderas occidentales las que percibieron este aumento en la amplitud, frecuencia y fase de las ondas sísmicas. Por otro lado la aceleración sísmica suele ser mayor en el bloque colgante que en el yaciente, entonces si se ocupa el mismo ejemplo anterior, los deslizamientos que se produjeron al este de la flexura, sufrieron mayores aceleraciones (como Latagualla y Miñimiñi). Sin embargo como en este caso las quebradas se disponen transversalmente, la influencia del primer efecto no es tan importante como la del segundo.

Las rocas estratificadas de la zona de estudio, pueden haber sufrido amplificación sísmica por efectos de resonancia y contrastes de impedancia entre las capas (Geli et al., 1988).

Por otro lado cabe mencionar que para caracterizar un movimiento sísmico y el efecto sobre su entorno, no basta con la aceleración *peak*, sino que además se requiere conocer la duración del sismo y contenido de frecuencia, datos con los que no se cuenta para este estudio.

Mediante los análisis que se realizaron en la Sección 6.2 la magnitud e intensidad de los sismos sólo fue comparada con las distancias “epicentrales”, sin embargo para sismos corticales de baja magnitud, como es este caso, la profundidad influye de modo directo sobre la intensidad (Rodríguez et al., 1999). Esto se debe a que los terremotos corticales de grandes magnitudes, están asociados con rupturas que se extienden por todo el ancho de la capa sismogénica y se propagan longitudinalmente, por lo que la profundidad focal es de poca importancia en términos de la proximidad de la liberación de energía a la superficie. En cambio, para pequeños sismos, asociados a rupturas de pocos kilómetros de longitud, la profundidad focal controlará la intensidad de la agitación en el área epicentral (Rodríguez et al., 1999).

7. Conclusiones

La morfología de la Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá entre las Quebradas Camarones y Tiliviche, se caracteriza por la presencia de profundos cañones exorreicos transversales, que poseen laderas de altas pendientes, por lo cual en el pasado propiciaron la génesis de megadeslizamientos (volumen mayor a 10^6 m^3), los cuales aún se conservan debido a las condiciones de hiperaridez de la zona.

En la zona estudiada se encontraron 108 deslizamientos rotacionales (*slumps*), 8 deslizamientos traslacionales en bloque, 17 avalanchas y 2 deslizamientos compuestos. Los *slumps* se encuentran desde lo alto de la Precordillera hasta la zona más al oeste de la Depresión Central, los deslizamientos en bloque y avalanchas son de mayor magnitud, y se concentran en el sector más oriental de la Precordillera.

Se encontró una relación inversa decreciente entre el ángulo de viaje y el volumen. Los *slumps* tienen ángulos de viaje entre 5° y 25° y son de volumen menor a 3 km^3 ; los deslizamientos compuestos tienen ángulos de viaje entre 4° y 8° , y volumen promedio cercano a 5 km^3 ; las avalanchas entre 5° y 15° y un amplio rango de volúmenes desde 3 millones de m^3 hasta más de 2 km^3 ; y por último los deslizamientos en bloque tienen ángulos de viaje entre 12° y 28° y volúmenes de decenas de millones de m^3 , alcanzando cerca de 2 km^3 en uno de sus depósitos.

El *runout* cumple una relación directamente proporcional con la magnitud de los deslizamientos; así el alcance promedio fue mayor a 3 km para avalanchas, de 2,5 km para los deslizamientos traslacionales, menor a 2 km para *slumps*; mientras que para los deslizamientos compuestos es superior a 9,5 km; lo cual se relaciona directamente con el volumen y área de los distintos depósitos.

En la zona precordillerana la cabecera de los ríos ha migrado hacia el este, generando pendientes cada vez más abruptas en el oeste. Por lo cual, con respecto a los *slumps* asociados a las laderas del valle, se espera que se formen primero los del occidente, y que los deslizamientos cercanos a la cabecera de los ríos sean los más nuevos. Es difícil constreñir la edad de estos depósitos dada la pobre estratigrafía que se ha realizado en general en esta zona, sin embargo pueden haberse formado conforme a la incisión de los ríos, es decir desde hace 5,8 Ma.

El conjunto de factores que influyen sobre la morfología, condiciones geotécnicas, y por ende de equilibrio de las pendientes, favorece la génesis de remociones en masa. Sin embargo, estas condiciones no habrían sido suficientes y la sismicidad corresponde a un factor detonante, ya sea como sismos discretos o como enjambres sísmicos.

Existió un nivel freático somero al menos durante el Mioceno hasta el Plioceno temprano, declarado por la morfología de las quebradas atribuible a *groundwater-sapping*. Esta característica de la tasa de aguas habría permitido que disminuyera la estabilidad del macizo rocoso, lo cual sumado a aceleraciones sísmicas cercanas a 1,0 g habría impulsado la génesis de deslizamientos.

Se presentan dos opciones de sismicidad como detonante. Una corresponde a sismicidad cortical somera cercana a los deslizamientos, y la otra con fuente más lejana, en el plano de subducción y

de mayor magnitud. A través del análisis estadístico de sismicidad cortical y del análisis basado de intensidades macrosísmicas para los sismos de interplaca de Iquique (1877) y Antofagasta (1868); se obtuvo una aceleración mayor en el caso cortical (0,8 g), por lo cual esta opción parece ser más factible. Sin embargo, no fue posible deducir si todos los deslizamientos provinieron de sismicidad ocurrida en la Flexura Moquella, sobre todo los de la zona de la Quebrada Tiliviche, dada la lejanía a esa fuente.

La falta de un nivel freático alto en la zona, la estabilización de las pendientes a través de deslizamientos antiguos y la calidad geotécnica del material, no son condiciones favorables para la génesis de mega-deslizamientos. Sin embargo, sí podrían seguir ocurriendo remociones en masa de menor tamaño en las laderas abruptas de las quebradas, sobre todo durante épocas lluviosas en las cuales sube el nivel freático en las zonas precordilleranas.

8. Recomendaciones

Para conocer la edad mínima de la gran avalancha que se encuentra entre las localidades de Quisama y Camiña (Ca7N), se recomienda datar los sedimentos lacustres que se encuentran al este y sobre el depósito de la avalancha, esto podría realizarse con ^{14}C en alguna capa orgánica.

En el sector con coordenadas 455470.39 m E y 7864434.24 m S, se encontraron depósitos arcillosos con contenido orgánico a una profundidad de 13 m. Estos podrían corresponder justamente a los de la laguna generada post-Ca7N debido al ahorcamiento de la quebrada.



Figura 58: Depósitos lacustres sobre los depósitos de la avalancha C7N, lugar en donde se propone realizar una datación.

Se debe indagar sobre la presencia de depósitos orgánicos al pie del deslizamiento C16S (sector noreste) en la Quebrada Camarones, ya que aquí también se observa una zona de ahorcamiento de la quebrada.



Figura 59: Zona de ahorcamiento de la Quebrada Camarones.

Hacia el este en las Quebradas Camarones, Latagualla y Camiña, aún permanecen pendientes abruptas, en las cuales existe riesgo de que se generen futuras remociones en masa, dadas las características de alto ángulo de viaje en un recorrido pequeño. Se pueden producir flujos aluviales gatillados por las precipitaciones del invierno boliviano o caídas de roca gatilladas por sismicidad, los cuales serían de alta velocidad y energía, muy peligrosos para las pequeñas comunidades que residen en estas localidades. Además esto se ve agravado dada la cantidad de bolones, que posiblemente permanecen desde la época de las grandes remociones, y por el tipo de sedimentos que conforman el suelo de los cerros de la zona, los cuales derivan de la meteorización de ignimbritas y probablemente poseen un alto contenido de arcillas. Se recomienda hacer estudios de susceptibilidad en las zonas circundantes a los poblados.

Esto último es necesario, ya que los poblados se encuentran inmersos en medio de los deslizamientos, principalmente a los pies de ellos, por lo cual la ocurrencia de aluviones es altamente peligrosa. Acontecimientos de este tipo acaecieron en Febrero-Marzo del 2012, en los alrededores de Camiña, debido a la gran cantidad de agua caída provocada por el “Invierno Boliviano”, lo cual comprueba la necesidad de establecer medidas de mitigación en esta zona.

Se deben realizar estudios estratigráficos para delimitar la edad y temporalidad de la ocurrencia de los deslizamientos. Además se podrá saber si estos ocurrieron en el techo de la ladera para indagar acerca de efectos de amplificación topográfica asociados a la cima de las laderas.

Investigar la posibilidad de realizar estudios paleosismológicos en los depósitos y así conocer la recurrencia y edad de los últimos movimientos de la Flexura Moquella; con esto se podría acotar la edad en la que ocurrieron los deslizamientos y saber si actualmente existe probabilidad de ocurrencia.

Profundizar los estudios sobre geología estructural y realizar análisis de estabilidad al este del escarpe del deslizamiento Latagualla, ya que ahí se presentan zonas de *grabens* que podrían constituir un futuro escarpe que se origine a partir un retroceso del deslizamiento.

Indagar en metodologías para modelo análogo, para corroborar o descartar la evolución geomorfológica propuesta.

9. Referencias

- Abele, G., 1974. Berggürtze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 25 230 pp.
- Abele, G., 1989, The influence of age, climate, and relief on the preservation of volcanic landforms in the North Chilean Andes: *Bamberger Geographische Schriften*, v. 11, p. 45–57.
- Aki, K. (1988). Local effects in ground motion. In: *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: Recent Advances in Ground Motion Evaluation*. American Association of Civil Engineers, Special Publication No.20, 103-155.
- Allmendinger, R.W. & González, G. 2010. Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, 495, 93–110.
- Alpers, C., Brimhall, G., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 100, 1640– 1656.
- Antinao, J.L., Gosse, J., 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution, *Geomorphology* (2008), doi:10.1016/j.geomorph.2008.08.008
- Armijo, R. and Thiele, R., 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 98, p 40–61.
- Ashford, S. & Sitar, N. (1997). Analysis of topographic amplification of inclined shear waves in a steep coastal bluff. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87:3, 692-700.
- Astroza, M., Moroni, M.O., Norambuena, A., Astroza, R., 2005. Intensities and damage distribution in the June 2005 Tarapacá, Chile, Earthquake. *Earthquake Engineering Research Institute (EERI) Special Earthquake Report*, EERI Newsletter, November, 1-8.
- Bakun, W. H., Haugerud, R. A., Hopper, M. G., and Ludwin, R. S. [2002] “The December 1872 Washington State Earthquake,” *Bulletin of the Seismological Society of America* 92 (8), 3239–3258.
- Barazangi, M. y Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Barrientos, S., 1980. Regionalización sísmica de Chile. MSc Thesis, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Brüggen, H., 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 510 p.
- Camus, F., Fam, R., 1971. Programa de exploración de yacimientos tipo Porphyry Copper: Proyecto Camiña y Quebrada Manujna. SERNAGEOMIN, Chile, Unpublished report 0279.
- Carrizo, D.; González, G.; Dunai, T. 2008a. Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con ²¹Ne cosmogónico. *Revista Geológica de Chile* 35 (1): 1-38.

- Charrier, R., Muñoz, N., 1997. Geología y tectónica del Altiplano chileno. In: Charrier, R. (Ed.), El Altiplano: Ciencia y conciencia en los Andes, Universidad de Chile, pp. 23–31.
- Charrier; R., Chávez, A.N., Elgueta, S. Hérail, G., Flynn, J.J., Croft, D.A., Wyss, A.R., Riquelme, R. and García, M., 2005b. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal Anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 19, p. 35-54.
- Chavez M. and Castro, R. [1988] “Attenuation of modified Mercalli intensity with distance in Mexico,” *Bulletin of the Seismological Society of America* 78 (6), 1875–1884.
- Comte, D., and M. Pardo (1991), Reappraisal of the great historical earthquake in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Nat. Hazard*, 4, 23 – 44.
- Comte, D., C. Dorbath, L. Dorbath, M. Farías, C. David, H. Haessler, B. Glass, E. Correa, I. Balmaceda, A. Cruz, and L. Ruz (2003a), Distribución temporal y en profundidad de las réplicas del sismo superficial de Aroma, Norte de Chile del 24 de Julio de 2001, paper presented at 10th Congreso Geológico Chileno, Univ. de Concepción, Concepción, Chile, 6 – 10 Oct.
- Comte, D., C. Dorbath, R. Boroschek, L. Dorbath, B. Glass, E. Correa, C. Meneses, A. Cruz, H. Haessler, and M. Frogneux (2002), Shallow seismicity around the Arica bend in western Altiplano piedmont, *Eos Trans. AGU*, 83(47), Fall Meet. Suppl. Abstract S71C-1112.
- Comte, D., M. Pardo, L. Dorbath, C. Dorbath, H. Haessler, L. Rivera, A. Cisternas, and L. Ponce, 1994. Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile, using local data, *Geophys. J. Int.*, 116, 553–561.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, en Turner, K., y Schuster, R.L., ed., *Landslides investigation and mitigation: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247*, 36–75.
- Darrozés, J., Pinto, L., Inglès, J., Soula, J.C., Maire, E., Courjault-Radé, P., Hérail, G., 2002 - Origin of the paleolandslide of Tarapaca (North Chile, Andean belt)- *Geophysical Research Abstract*, EGS02-A-03 136.
- Darrozés, J., Soula, J.C., Ingles, J., 2007. Analyse of the Tarapacá palaeolandslide (North Chile) using generalized Newmark approach and implications on present-day large scale landslide. *EGU Topical Conference Series 2nd Alexander von Humboldt Conference on The Role of Geophysics in Natural Disaster Prevention*, Lima, Peru, AVH2-A-000197.
- David, C., 2007. Comportement actuel de l’avant-arc et de L’arc du coude de arica dans l’orogénèse des Andes centrales. Thesis Université Toulouse III, Toulouse, le 28 Septembre 2007.
- David, C., Martinod, J., Comte, D., Hérail, G. and Haessler, H., 2002. Intracontinental seismicity and Neogene deformation of the Andean forearc in the region of Arica (18.5°S-19.5°S). *Proc. 5th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, Toulouse, France, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), p. 171-174.
- Dunai, T.J., González, G. and Juez-Larré, J., 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, Vol. 33, N° 4, p. 321-324.

- El Mercurio, 1958a. Diario El Mercurio, Santiago, Chile, 5th of September.
- Farías, M. 2003. Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S-19°45'S. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 160 p.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J. and 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. Proc. 10th. Congreso Geológico Chileno, CD Rom, Sesión No. 4. Concepción.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Hérail, G., 2005. Late Cenozoic uplift of western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30' S°). *Tectonics* 24, TC4001. doi:10.1029/2004TC001667.
- Galli, C., 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de la puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Minerales* 56, 14–26.
- Galli, C., Dingman, I., 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea. Provincia de Tarapacá. Escala 1:50.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, Vol. III, Nos. 2, 3, 4 y 5, Santiago.
- García, M. (2002). Évolution Oligo-Néogène de l'Altiplano occidental (arc et avant-arc du Nord du Chili, Arica) tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Université Joseph Fourier.
- García, M. 2001. Evolution oligo-néogène de l'Altiplano Occidental (arc et avant-arc des Andes d'Arica, 18°-19°S). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. PhD Thesis, University Joseph Fourier, Grenoble, France, 178 p.
- García, M., & Hérail, G. (2005). Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology*, 65(3-4), 279-300. doi:10.1016/j.geomorph.2004.09.007
- García, M., 1996. Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile), Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 111 p.
- García, M., Hérail, G., Charrier, R., 1996. The Cenozoic forearc evolution in Northern Chile: the border of the Altiplano of Belén (Chile). Third International Symposium on Andean Geodynamics. Institut Français de Recherche pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Saint Malo, France, pp. 359– 362.
- García, M., Riquelme, R., Farías, M., Herail, G., & Charrier, R. (2011). Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing? *Journal of the Geological Society*, 168(4), 1047-1060. doi:10.1144/0016-76492010-134
- Garreaud, R., Molina, A. & Farías, M. 2010. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modelling perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 292, 39–50.
- Geli, L., Bard, P.Y. & Jullien, B. (1988). The effects of topography on earthquake ground motion. A review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78:1, 42-63.

- Harambour, S., 1990. Geología pre-Cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 228 p.
- Harambour, S., 1990. Geología pre-cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las Quebradas Aroma y Juan de Morales, I región. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Santiago.
- Harp, E.L., Jibson, R.W., 1996. Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B), S319– S332.
- Hartley, A. and Jolley, E.J., 1995. Tectonic implication of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera in northern Chile (822°-24°). *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 152, p. 51-63.
- Hartley, A.; Chong, G.; Houston, J.; Mather, E. 2005. 150 million years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society of London* 162: 421-424.
- Hérail, G. and Riquelme, R., 1997. Estructuras de crecimiento sinsedimentario y de reactivación tectónica cenozoicas en la Región de Chucal (Altiplano de Chile). Implicaciones tectónicas, *Proceedings 8th Congr. Geol. Chileno, Antofagasta*, 1, 90-94.
- Higgins, C.G., and Coates, D.R., eds., 1990, *Groundwater geomorphology: The role of subsurface water in earth-surface processes and landforms: Geological Society of America Special Paper 252*, 265 p.
- Hoek, E. & Bray, J.W. (1981). *Rock Slope Engineering*. London: Institution of Mining and Metallurgy.
- Hoke, G., Isacks, B., Jordan, T. & Yu, J. 2004. Groundwater-sapping origin for the giant quebradas of northern Chile. *Geology*, 32, 605–608.
- Hoke, G.D., Isacks, B.L., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J. & Ramezani, J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18830'–228S. *Tectonics*, 26, TC5021, doi:10.1029/2006TC002082.
- Houston, J. & Hartley, A. 2003. The Central Andean west slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyperaridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23, 1453–1464.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., y Hutchinson, J.N., 2001, Review of the classification of landslides of the flow type: *Environmental and Engineering Geoscience*, v. 7, p. 22–238.
- Hutchinson, J.N., 1988. General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology. In Proc., *Fifth international Symposium on Landslides* (C. Bonnard, ed.), A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, Vol. 1, pp. 3-35.
- Inglès, J., Darrozes, J., Soula, J.-C., 2006 - Effects of vertical component of ground shaking on earthquake-induced landslides displacements using generalized Newmark's analysis - *Engineering Geology* 8,134-14.
- J. Delgado, J. Garrido, C. López-Casado, S. Martino, J.A. Peláez, 2011. On far field occurrence of seismically induced landslides. *Engineering Geology* 123 (2011) 204–213.

- Kausel F, y Campos J., 1992. The $M_w = 8$ tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 72 (1992) 220—235. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. Department of Geology and Geophysics, University of Chile, Casilla 2777, Santiago, Chile
- Keaton, J.R.; Rinne, R. (2002). Engineering-geology mapping of slopes and landslides. In: Bobrowsky, P.T. (ed.) *Geoenvironmental Mapping: Methods, Theory and Practice*. Lisse, The Netherlands. A.A. Balkema Publishers, p. 9-27. [One in a collection of 32 papers describing a variety of geologic mapping approaches and interpretive procedures.]
- Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society Of America Bulletin*, 49(4), 406-421. Retrieved from <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0148906285923940>
- Kober, F., Ivyochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P., & Wieler, R. 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, 83(1-2), 97-120. doi:10.1016/j.geomorph.2006.06.029
- Kober, F.; Schlunegger, F.; Wieler, R.; Ivi-Ochs, S.; Simpson, G. 2002. Determination of erosion rates in a decoupled river and pediplane system in the Central Andes, northern Chile. In *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 5, Actas: 347-349. Toulouse, Francia.
- Kramer, Steven L., 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*, Publ. Prentice Hall. Upper Saddle River, New Jersey, pp. 180.
- Le Roux, J.P. and Vargas, G., 2005. Hydraulic behavior of tsunami backflows: Insights from their modern and ancient deposits. *Environmental Geology*, Vol. 49, p. 65-75.
- Legrand, D., Delouis, B., Dorbath, L., David, C., Campos, J., Márquez, L., Thompson, J., Comte, D., 2007. Source parameters of the $M_w = 6.3$ Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence. *J. S. Am. Earth Sci.* 24, 58–68.
- Martinod, J., D. Comte, C. David, M. Vallée, G. Hérail, L. Audin, and M. Farías, 2002. Superficial crustal seismicity in northern Chile and the seismic cycle on the Nazca subduction zone, paper presented at EGS XXVI General Assembly, Eur. Geol. Soc., Nice, France.
- Montecinos, F., 1963. Observaciones de geología en el Cuadrángulo de Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Undergraduate Thesis, Departamento de Geología, Univ. Chile, Santiago, 109 p.
- Mortimer, C. and Saric, N., 1975. Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geologische Rundschau*, Vol. 64, p. 395-420.
- Mortimer, C., 1973. Área Pan de Azúcar, Región de Atacama. The Cenozoic History of the Southern Atacama Desert, Chile. *Jour. Geological Society*, London, 129: 505-526.
- Mortimer, C., 1980. Dranaige evolution in the Atacama Desert of Northernmost Chile. *Revista Geológica de Chile*, N° 11, v. 2, p. 3-28.
- Mortimer, C., Saric, N., 1972. Landform evolution in the coastal region of Tarapacá Province, Chile. *Rev. Géomorphol Dyn.* 21, 162– 170.

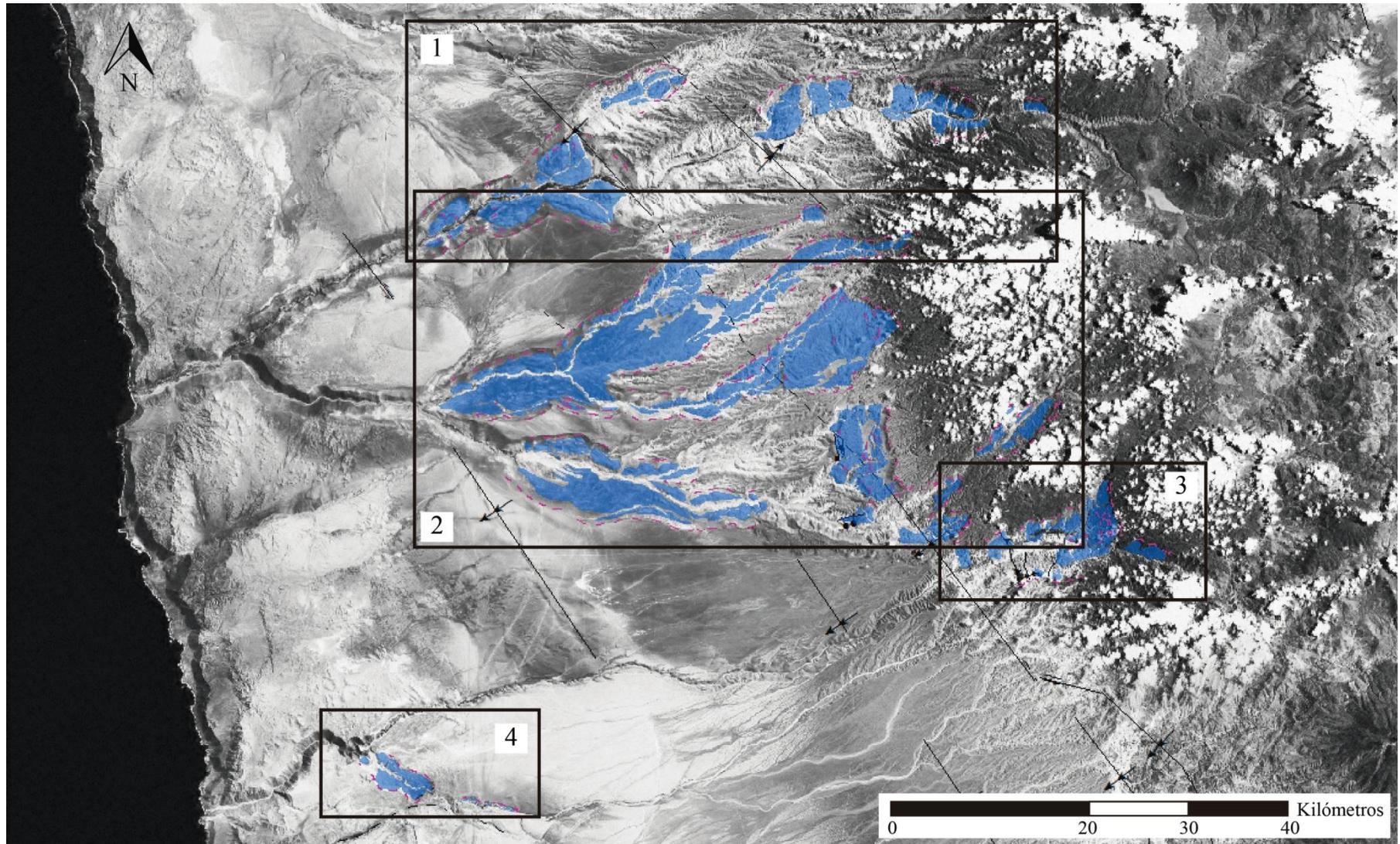
- Mortimer, C.; Farrar, E.; Saric, N. 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geologische Rundschau*, Vol. 63, No. 2, p. 484-490.
- Muñoz, N., Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a westvergent thrust system, Northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 9, 171–181.
- Muñoz, N., Sepúlveda, P., 1992. Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'S). *Rev. Geol. Chile* 19, 241–247.
- Muñoz-Tolorza, V. 2007. Evolución morfoestructural del piedemonte altiplánico chileno durante el Cenozoico Superior entre la quebrada de Tarapacá y la quebrada de Sagasca (19°45'S–20°15'S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Muzzio J. G., 1986. Geología de los cuadrángulos Caleta Camarones, Cuya Punta Gorda y Cerro Atajaña, I Región de Tarapacá Chile: Informe de Avance. Sernageomin, 4 mapas escala 1:50.000, 43 p.
- Naranjo, J., 1997. Hallazgo de una gigantesca avalancha de detritos del Cenozoico Superior en Oxaya, Región de Tarapacá. In: Charrier, R. (Ed.), *El Altiplano: Ciencia y conciencia en Los Andes*. Universidad de Chile, Santiago, pp. 69–74.
- Naranjo, J.A., Paskoff, R., 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°–21° S). *Actas IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, 5, 149–164.
- New, M., Lister, D., Hulme, M. & Makin, I. 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research*, 21, 1–25.
- Nicoletti, P.G. y Sorriso-Valvo, M. 1991. Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 1365-1373
- Parraguez, G. 1998. Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región Tarapacá, Chile. Memoria de Título de Geólogo (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 108 p.
- Parraguez, G., 1997. Sedimentología y geomorfología productos de la tectónica cenozoica en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región, Tarapacá, Chile, tesis, Departamento de Geología, Univ. Chile, Santiago, 104 pp.
- Parraguez, G., Herail, G., Roperch, P., Lavenu, A., 1997. Significado tectónico de la geomorfología del margen continental del Norte de Chile (Región de Arica). *Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile*, 1, 205–209.
- Paskoff, R. (1979). Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del norte grande de Chile. Norte Grande, Instituto de Geografía, Universidad Católica de Chile; N° 6 (1978-1979). Santiago, Chile.
- Paskoff, R. & Naranjo, J.A., 1979. Les grandes étapes de l'évolution géomorphologique des Andes pendant le Cénozoïque dans le sud du désert d'Atacama (Chili). *Comptes Rendus Acad. Sci. (Paris)*, Ser. D, Vol. 289, p. 1203-1206.

- Paskoff, R. y Naranjo, J.A., 1983. Fomation et évolution du piémont andin dans le désert du Nord du Chili (18°-21° latitude Sud) pendant le Cénozoïque supérieur. C. R. Acad. Sc. Paris, Tomo 297 (14 Novembre 1983), Série II, p. 743-748.
- Philip, H., & Ritz, J.-F. (1999). Gigantic paleolandslide associated with active faulting along the Bogd fault (Gobi-Altay, Mongolia). *Geological Society of America Bulletin*, 27(3), 211-214. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0211:GPAWAF>2.3.CO;2
- Pinto, L. 1999. Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'-19°27'S (Región de Tarapacá, Chile). Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 125 p.
- Pinto, L., Hérail, G., & Charrier, R. (2004). Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella (19°15'S, norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31(1), 19-44.
- Pinto, L., Hérail, G., Sepúlveda, S. a., & Krop, P. (2008). A Neogene giant landslide in Tarapacá, northern Chile: A signal of instability of the westernmost Altiplano and palaeoseismicity effects. *Geomorphology*, 102(3-4), 532-541. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.geomorph.2008.05.044
- Pinto, L., Hérail, G., Sepúlveda, S.A., Krop, P., Darrozes, J., 2007. The Latagualla megalandslide Tarapacá region, Northern Chile: an example of Cenozoic instability of the Andean arc of the Bolivian orocline. EGU Topical Conference Series 2nd Alexander von Humboldt Conference on The Role of Geophysics in Natural Disaster Prevention, Lima, Peru, AVH2-A-000205.
- 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), 78-109. doi:10.4067/S0718-71062010000100004
- Quezada, J.; Bataille, K.; González, G. 2005. The effect of subduction earthquakes in the coastal configuration of northern Chile. In *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 6, Actas: 578-581. Barcelona, España.
- Riquelme, R. and Hérail, G., 1997. Discordancias progresivas en el Cenozoico Superior del borde occidental del Altiplano de Arica: implicancias tectónicas. *Proceedings 8th Congr. Geol. Chileno*, Antofagasta, Chile, p. 205-209.
- Riquelme, R., 1998. Estratigrafía y deformación de las unidades cenozoicas del borde altiplánico chileno (18°35' - 19°00' S / 69° 00' - 69°30' W). Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 124 p.
- Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., Darozes, J., 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Andes, Southern Atacama Desert (26°S–28°S). *Geomorphology* 86, 283–306.
- Riquelme, R.; Darrozes, J.; Maire, E.; Hérail, G.; Soula, J. 2008. Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a Digital Elevation Model using the 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.

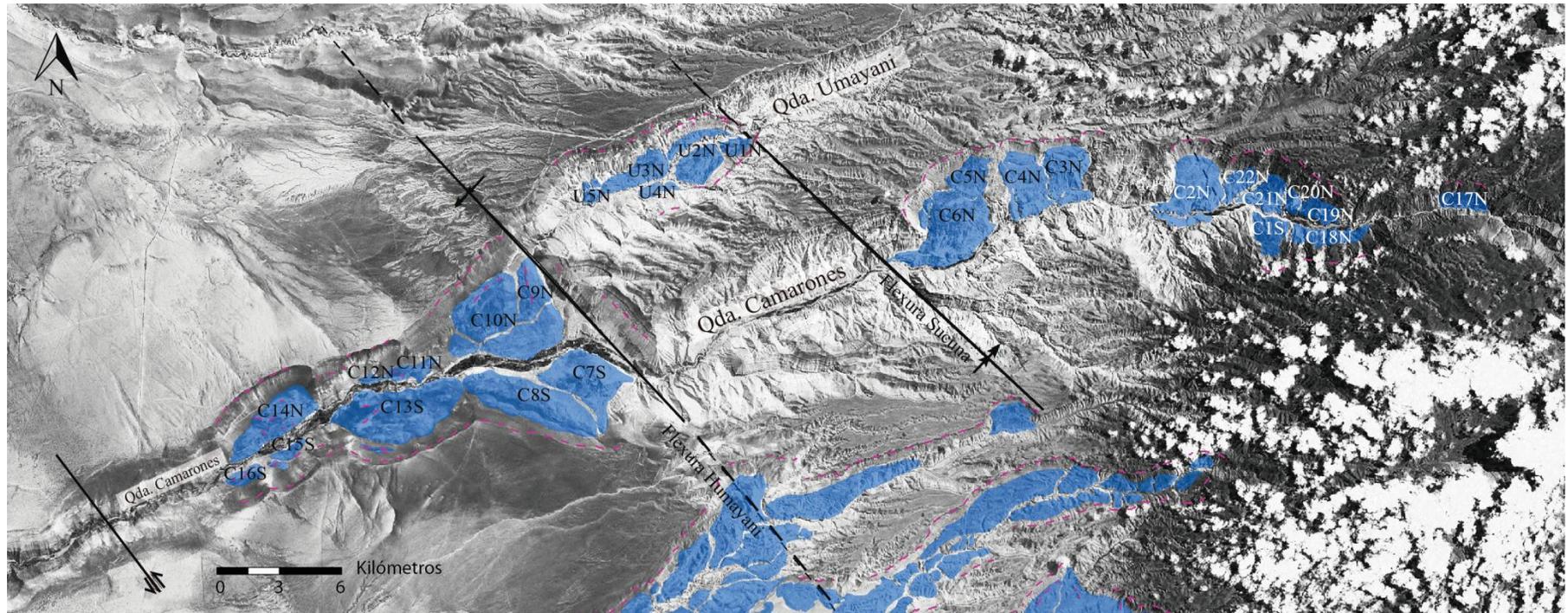
- Rodriguez, C.E., Bommer, J.J. & Chandler, R.J., 1999. Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 325-346.
- Rotz, R., Schlunegger, F., Heller, F., & Villa, I. (2005). Assessing the age of relief growth in the Andes of northern Chile: Magneto-polarity chronologies from Neogene continental sections. *Terra Nova*, 17(5), 462-471. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00634.x
- Sadigh, K., Chang, C. Y., Egan, J. A., Makdisi, F., and Youngs, R. R. [1997] "Attenuation relationships for shallow crustal earthquake based on California strong motion data," *Seismological Research Letters* 68 (1), 180–189.
- Salas, R., Kast, R., Montecinos, F., Salas, I., 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín 21, 130 pp.
- Schlunegger, F., Zeilinger, G., Kounov, A., Kober, F. & Hussner, B. 2006. Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 188S). *Terra Nova*, 18, 217–223.
- Schuster, R. L., & Highland, L. M. (2007). Overview of the Effects of Mass Wasting on the Natural Environment. *Environmental and Engineering Geoscience*, 13(1), 25-44. doi:10.2113/gseegeosci.13.1.25
- Sébrier, M., J. L. Mercier, J. Machare, D. Bonnet, J. Cabrera, and J. L. Blanc (1988), State of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The Andes of central Peru, *Tectonics*, 7, 895– 928.
- Sempere, T., G. Hérail, J. Oller, and M. Bonhomme (1990), Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia, *Geology*, 18, 946 – 949.
- Sepúlveda, S.A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E.A., Rebolledo, S., Verdugo, R., 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *J. Earthq. Eng.* 12, 432–455.
- Sepúlveda, S.A., Murphy, W., Jibson, R.W., Petley, D.N., 2005b. Seismically induced rock slope failures resulting from topographic amplification of strong ground motions: The case of Pacoima Canyon, California. *Engineering Geology*, 80, 336–348.
- Sepúlveda, S.A., Murphy, W., Petley, D.N., 2005a. Topographic controls on coseismic rock slides during the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Q J Eng Geol Hydrogeol*, 38, 189–196.
- Serey, A., 2011. Análisis de las remociones en masa generadas por el terremoto del fiordo aysen de 2007 (45,5°s). Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Sernageomin, 2003. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Carta Geológica de Chile, escala 1:1.000.000.
- Skarmeta, J., 1983. The structural geology of the Sierra de Moreno, northern Chile. PhD Thesis, University of London, 299 p.
- 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.)* 94, 433–446.

- Strecker, M.R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., and Trauth, M.H., 2007, Tectonics and climate of the Southern Central Andes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, p. 747–787, doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140158
- Tichelaar, B., and L. Ruff, 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 96, 11,997–12,022.
- Tomlinson, A., Martin, M.W., Blanco, N. and Pérez de Arce, C., 2001. U-Pb and K-Ar geochronology from the Cerro Empexa Formation, 1st and 2nd Regions, Precordillera, northern Chile. III South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile, CD Volume, p. 632-635.
- Tosdal, R., Clark, A. & Farrar, E. 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1318–1332.
- Tosdal, R., Clark, A., Farrar, E., 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 95, 1318– 1332.
- Uhlig, D., Seyfried, H., Wörner, G., Kohler, I., Schröder, W., 1996. Landscape evolution in northernmost Chile (18.5°–19.5°S): implication in the tectonic, sedimentary, and magmatic history of the Central Andes. Third Second International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG). ORSTOM, St. Malo, pp. 745–748.
- Vargas, G.; Ortlieb, L. 1998. Patrones de variaciones climáticas durante el Cuaternario tardío en la costa de la Región de Antofagasta, Chile. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 27 (3): 385-394.
- Vargas, G.; Ortlieb, L.; Rutlant, J. 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile* 27 (2): 157-176.
- Varnes, D. J., 1978, Slope movements types and processes, en Schuster R.L., y Krizek R.J., ed, *Landslides analysis and control: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 176, 9–33.*
- Victor, P. and Oncken, O., 1999. Uplift and surface morphology of the Western Altiplano: An effect of basal accretion and tectonic shortening? *Proc. 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, Göttingen, Germany, 04-06.
- Victor, P., 2000. Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und Krustenverdickung in N-Chile (20-21°S). PhD Thesis, Freie Universität Berlin, Berlin, 99 p.
- Victor, P., Oncken, O. and Glodny, J., 2004. Uplift of the western Altiplano plateau (Northern Chile). *Tectonics*, Vol. 23, TC4004, doi:101029/2003TC001519.
- Weissel, J.K., Stark, C.P., Hovius, N., 2001. Landslides triggered by the 1999 Mw 7.6 Chi Chi earthquake in Taiwan and their relationship to topography. *IGARSS*, Sidney, 759–761.
- Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I., Seyfried, H., 2002. Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics* 345, 183–198.

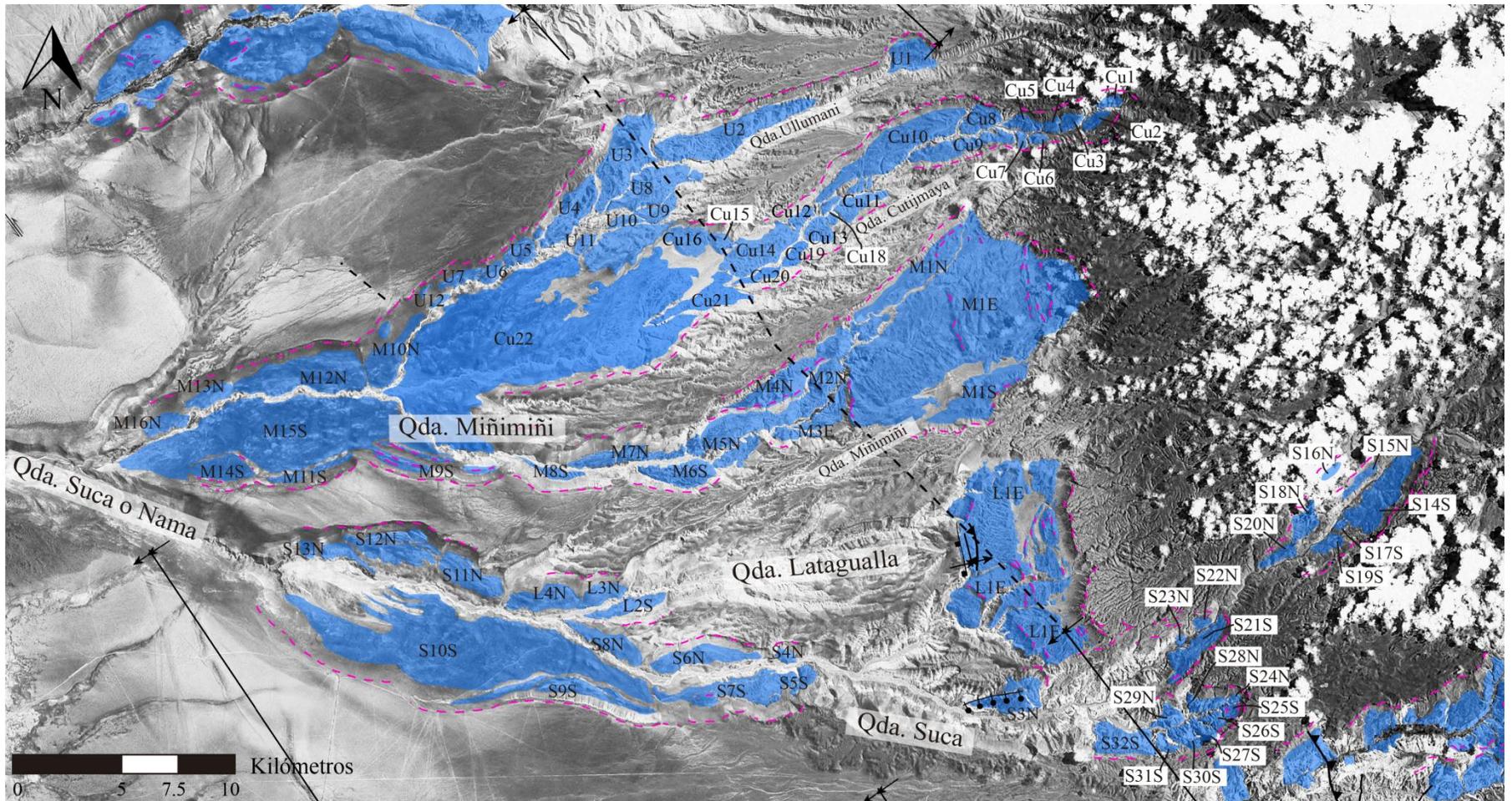
Anexo A: Mapas



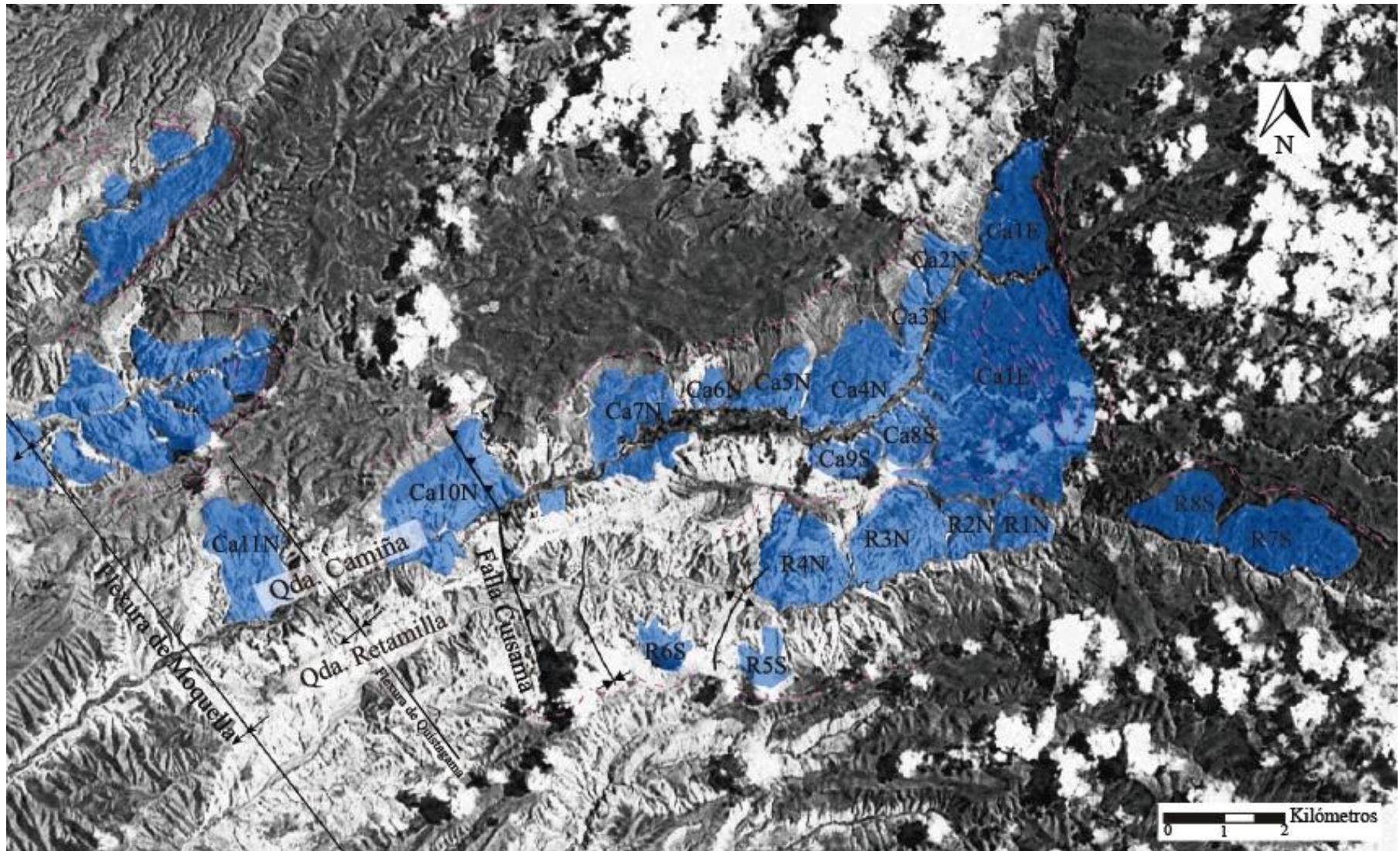
Zona 1: Quebradas Camarones-Umayani



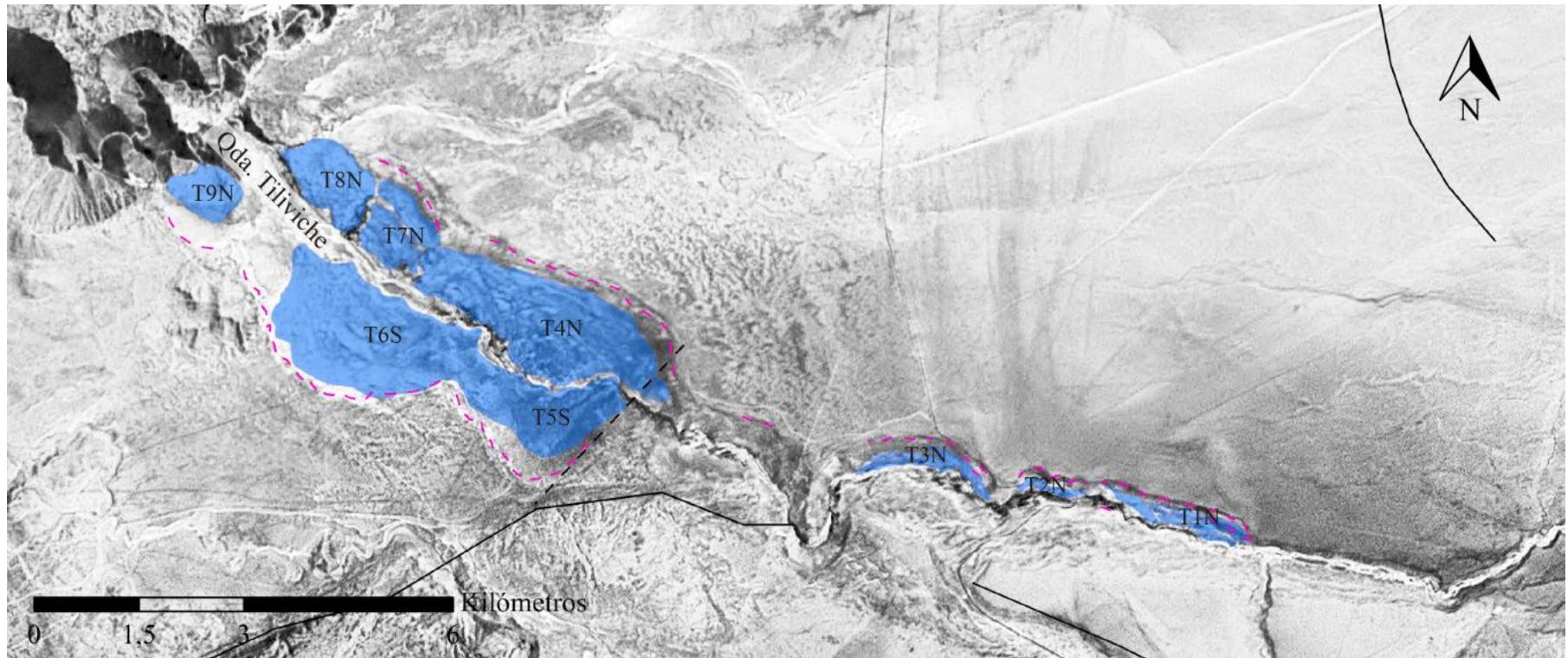
Zona 2: Quebrada Miñimiñi, Ullumani, Cutijmaya, Suca y Latagualla



Zona 3: Quebradas Camiña y Retamilla



Zona 4: Quebrada Tiliviche



Anexo B: Cuadros resumen morfometría

Camarones				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
C1N	2.7	20	106.0	2.4
C2N	4.5	16	821.3	7.1
C3N	3.3	16	636.9	4.9
C4N	3.9	12	225.0	5.5
C5N	2.5	14	66.3	2.8
C6N	5.0	12	1958.4	10.4
C7S	4.4	8	2329.0	7.7
C8S	2.5	12	1865.9	10.4
C9E	2.3	19	461.3	3.2
C10N	5.0	10	930.3	13.6
C11N	2.7	19	31.2	0.3
C12N	1.7	25	35.8	1.6
C13S	3.2	13	1903.1	12.8
C14N	4.2	12	607.5	6.5
C15S	1.4	21	104.5	1.1
C16S	1.4	22	941.1	1.1
C17N	1.3	34	194.7	1.7
C18S	1.4	24	255.9	2.5
C19N	1.7	27	85.5	1.7
C20N	2.6	22	94.8	0.7
C21N	2.8	23	126.3	2.5
C22N	1.8	18	224.1	1.6
Humayani				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
H1S	1.61287	12.9562	0.8384	0.9309
H2S	3.3	10.6	48.8	4.4
H3N	2.1	20.7	285.3	3.4
H4S	1.6	22.7	89.5	0.9
H5N	2.8	16.8	112.0	0.8
Miñimiñi				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
M1N	1.3	7	6233.0	6.4
M1E	12.3	4	242.2	50.6
M1S	1.8	14	200.4	5.2
M2N	2.9	12	273.3	2.8
M3E	1.4	13	138.1	2.6
M4N	1.5	8	1191.0	5.7

M5N	2.5	6	417.2	6.7
M6S	1.5	13	213.8	2.9
M7N	1.5	13	90.5	2.6
M8S	1.2	19	26.7	1.0
M9S	2.2	11	298.5	2.3
M10N	2.6	10	356.5	3.4
M11S	1.0	12	62.2	1.1
M12N	1.8	16	483.7	8.4
M13N	1.6	18	70.8	1.5
M14N	1.7	12	68.5	2.5
M15S	3.3	6	2631.7	30.4
M16N	1.6	19	123.3	1.4
Ullumani				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
U1	1.7	11	192.5	2.5
U2	2.1	14	386.9	7.7
U3	2.8	9	1090.0	6.8
U4	1.6	10	225.2	3.8
U5	1.4	13	126.0	1.4
U6	1.1	16	44.8	0.8
U7	1.2	20	31.0	1.0
U8	**	**	214.5	4.3
U9	**	**	62.8	1.3
U10	**	**	2.9	0.1
U11	**	**	31.8	0.6
U12	1.3	22	11.6	0.4
Cutijmaya				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
Cu1	0.8	15	23.9	0.5
Cu2	1.5	16	57.5	0.6
Cu3	1.3	15	47.7	0.6
Cu4	0.9	17	25.5	0.4
Cu5	0.9	16	96.2	0.9
Cu6	0.7	15	23.9	0.3
Cu7	0.9	15	10.9	0.3
Cu8	1.7	10	181.9	1.7
Cu9	1.1	13	96.5	3.0
Cu10	2.0	11	955.5	8.0
Cu11	1.4	16	71.8	1.6
Cu12	1.1	17	27.5	0.7
Cu13	1.7	9	106.6	1.2
Cu14	**	**	224.9	4.5
Cu15	1.4	15	53.2	0.8

Cu16	1.7	10	94.4	2.1
Cu17	**	**	248.4	5.0
Cu18	**	**	6.0	0.6
Cu19	**	**	37.6	0.8
Cu20	**	**	77.7	0.8
Cu21	**	**	316.5	3.2
Cu22	**	**	12112.1	60.6
Suca				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
S3N	3.9	8	276.3	3.0
S4N	1.3	16	13.7	0.5
S5S	2.6	12	504.9	3.6
S6N	1.4	13	307.5	3.2
S7S	2.2	10	73.4	2.6
S8N	1.4	11	43.8	2.5
S9S	1.4	13	78.1	4.2
S10S	4.6	6	2159.6	35.2
S11N	1.8	13	229.0	3.1
S12N	2.4	11	201.5	4.4
S13N	1.5	20	42.6	1.7
S14	1.8	16	196.4	5.1
S15	0.5	8	56.7	0.7
S16	0.5	9	6.4	0.2
S17	0.6	19	30.2	0.4
S18	1.2	16	34.8	1.4
S19	1.1	13	108.9	80.6
S20	0.6	16	53.6	0.9
S21	1.4	19	88.6	2.6
S22	1.0	19	7.9	0.4
S23	1.0	19	6.9	0.2
S24	0.9	22	10.0	0.2
S25	1.1	23	12.5	0.5
S26	1.0	23	64.5	0.6
S27	1.3	24	74.9	0.7
S28	1.7	20	551.4	1.0
S29	1.6	23	85.0	1.0
S30	2.1	19	133.4	1.2
S31	1.5	17	22.3	0.5
S32	2.6	15	259.1	0.4

Latagualla				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
L1E	6.7	8	3749.5	40.1
L2S	1.7	17	126.8	1.8
L3N	1.4	17	204	1.4
L4N	1.9	11	222.7	3.0
Camiaña				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
Ca1E	5.2	14	559.5	12.1
Ca2N	1.3	28	37.8	0.6
Ca3N	1.7	20	4.2	0.5
Ca4N	2.2	10	223.9	2.5
Ca5N	1.7	20	94.8	0.9
Ca6N	1.1	18	14.2	0.4
Ca7N	2.2	15	493.2	2.1
Ca8S	1.0	12	20.2	0.8
Ca9S	1.0	17	41.3	0.7
Ca10	2.1	21	263.3	3.1
Ca11	2.6	15	201.8	2.2
Retamilla				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
R1N	2.0	8	17.6	0.8
R2N	3.0	23	7.5	0.7
R3N	1.5	11	226.8	2.2
R4N	1.1	12	90.9	2.1
R5S	1.3	22	71.9	0.6
R6S	1.0	14	69.0	0.5
R7	1.5	13	237.1	2.4
R8	1.5	16	165.4	1.4
Tiliviche				
Nombre	Runout [km]	Ángulo de viaje [°]	Volumen [10⁶ m³]	Área [km²]
T1N	0.4	9	3.3	0.4
T2N	0.3	10	0.2	0.1
T3N	2.1	14	1.8	0.3
T4N	1.3	9	127.1	3.6
T5S	1.3	14	33.4	2.2
T6S	1.7	10	168.6	3.3
T7N	1.2	12	35	0.8
T8N	1.1	11	34.2	1.0
T9S	1.1	10	24.7	0.6

Anexo C: Tipificación

Estado de la actividad*	Símbolo	Distribución	Símbolo	Estilo	Símbolo
Activo 500-hoy (<i>Holoceno</i>)	A	De avance	A	Complejo	C
A joven (<i>Holoceno tardío</i>)	J	De retroceso	R	Compuesto	Ct
Inactivo maduro (<i>Holoceno temprano</i>)	M	Ensanchamiento	E	Múltiples	M
Inactivo viejo o relictos (<i>Pleistoceno tardío</i>)	V/R	Progresiva	P	Sucesivos	S
Inactivo fósil o anciano (<i>Pleistoceno temprano a medio</i>)	F	Disminuyente	D	Único	U
*Basado en Antinao y Gosse (2008)		Confinada	C		

Material	Símbolo	Consolidación	Tipo de Rm **	Símbolo
Roca	R	Caídas y deslizamientos desarreglados	Avalanchas de roca	2
			Slumps de roca	3
Suelo	S	Deslizamientos coherentes	Deslizamiento en bloque de roca	4
			Deslizamientos compuestos de roca	1
***Basado en Keefer (1984)				

Nombre	Estado	Distribución	Estilo	Material	Tipo	Observaciones
Camarones						
C1S	M	A	U	R	3	Hummocky al W falla inversa, cambio de red de drenaje
C2N	M	P	U	R	3	Redes de drenaje que lo cortan longitudinalmente y transversalmente; asociado a groundwater-sapping
C3N	M	P	M	R	4	
C4N	M	P	M	R	4	
C5N	M	P	M	R	4	
C6N	M	P	M	R	4	
C7S	F	A	U	R	3	Marcada red de drenaje
C8S	F	A	U	R	3	Drenaje paralelo al escarpe
C9E	F	A	U	R	3	Proviene de la flexura
C10N	F	P	M	R	3	Dos deslizamientos en cuerpo principal
C11N	F	E	U	R	3	
C12N	F	E	U	R	3	
C13S	F	E	M	R	3	Está cortado por el río, pero no forma lagunas actuales
C14N	M	P	M	R	3	
C15S	M	A	U	R	4	
C16S	M	A	U	R	4	Datación en el sector del ahorcamiento
Humayani						
H1S	F	P	M	R	3	
H2N	F	A	U	R	3	Revisar ladera norte arriba
H3N	F	E	S	R	3	
H4S	F	A	U	R	3	
H5N	F	R	M	R	3	
Miñimiñi						
M1N	F	E	S	R	3	Deslizamiento lateral a M1E y gatillado por este, no es un levee; posee una antigua laguna en su techo en la zona de más al sur
M1E	F	P	M	R	1	De avance y enanchamiento, se reactiva en el toe y forma M2N.

M1S	F	E	S	R	3	
M2N	V	(P) D	Ct	R + S	3 + 2	Pliegues y abombamiento, con bastante deformación interna.
M3E	V	A	U	R + S	2	
M4N	F	A	U	R	3	
M5N	V	P	M	R	3	Cruza hasta la ladera sur; gran cantidad de redes de drenaje en su techo; facetas triangulares o abanicos.
M6S	V	E	S	R	3	Se conserva la red de drenaje original (que corresponde a la de la actual superficie). Gran retrabajo
M7N	M	P	U	R	3	Se conserva la red de drenaje original (que corresponde a la de la actual superficie)
M8S	M	A	U	R	5	Se conserva la red de drenaje original (que corresponde a la de la actual superficie)
M9S	F	P	M Ct	R	3	Depósito con alto grado de erosión, en algunos sectores mas bien parece una avalancha que slumps; este alto grado de erosión (fluvial y/o aluvial) puede explicarse mediante la erosión de un río de baja energía, o bien, el depósito originalmente tenía esa forma con muchos escarpes, y se fue erodando hasta alcanzar el equilibrio.
M10N	F	P	M Ct	R	3	
M11S	F	P	M Ct	R	3	
M12N	F	P	M Ct	R	3	
M13N	F	P	M Ct	R	3	
M14S	F	P	M Ct	R	3	
M15S	F	P	M Ct	R	2 ó 3	
M16N	F	P	M Ct	R	3	
Ullumani						
U1	M	P	M	R	3	Se encuentra en el eje de la Flexura Sucuna
U2	M	P	M	R	3	
U3	M	P	M	R	3	
U4	M	P	M	R	3	
U5	M	P	M	R	3	
U6	M	P	U	R	3	
U7	M	R	M	R	3	
U8	M	P	M	R	2	
U9	M	P	M	R	2	
U10	M	P	M	R	2	
U11	M	P	M	R	2	
U12	M	R	M	R	3	

Cutijmaya						
Cu1	M	A	U	R	3	
Cu2	M	A	U	R	3	
Cu3	M	A	C	R	3	
Cu4	M	P	M	R	3	
Cu5	M	P	M	R	3	
Cu6	M	A	U	R	3	
Cu7	M	P	M	R	3	
Cu8	M	P	M	R	3	
Cu9	M	P	M	R	3	
Cu10	M	P	M	R	3	
Cu11	M	P	M	R	3	
Cu12	M	P	M	R	3	
Cu13	M	P	M	R	3	
Cu14	M	P	Ct	R	2	
Cu15	M	P	Ct	R	2	
Cu16	M	P	Ct	R	2	
Cu17	M	P	M	R	3	
Cu18	M	P	M	R	3	
Cu19	M	P	M	R	3	
Cu20	M	P	Ct	R	2	
Cu21	M	P	Ct	R	2	
Cu22	M	P	Ct	R	2	
Sucuna						
S3N	F	A	U	R	3	
S4N	V	A	U	R	3	
S5S	F	E	M	R	3	
S6N	V	E	M	R	3	
S7S	V	A	U	R	3	Terraza de deslizamiento.

S8N	V	E	M	R	3	
S9S	F	R	U	R	3	
S10S	F	P	M	R	2	Muy erosionado, no se distingue fácilmente la morfología de hummock.
S11N	F	P	M	R	3	
S12N	F	P	M	R	3 + 2	Slump (Regresivo) sobre avalancha (de Avance).
S13N	F	E	S	R	4	
S14S	M	A+E	C	R	3	Conjunto de <i>slumps</i> que presentan morfología de anfiteatro, asociada a groudwater-sapping
S15N	M	A+E	C	R	3	
S16N	M	A+E	C	R	3	
S17S	M	A+E	C	R	3	
S18N	M	A+E	C	R	3	
S19S	M	A+E	C	R	3	
S20N	M	A+E	C	R	3	
S21S	V	C	U	R	3	Conjunto de deslizamientos que presentan morfología de anfiteatro, asociada a groudwater-sapping
S22N	M	R+E	Ct	R	3	
S23N	M	R	S	R	2	
S24N	V	C	U	R	2	Conjunto de <i>slumps</i> que presentan morfología de anfiteatro, asociada a <i>groudwater-sapping</i>
S25S	V	C	U	R	3	
S26S	V	C	U	R	3	
S27S	V	C	U	R	3	
S28N	M	R+E	Ct	R	3	
S29N	V	C	U	R	3	
S30S	V	C	U	R	3	
S31S	V	C	U	R	3	
S32S	V	C	U	R	3	

Nombre	Estado	Distribución	Estilo	Material	Tipo	Observaciones
Latagualla						
L1E	F	A	Ct	R	1	Megadeslizamiento: destaca por poseer abombamientos y zonas de extensión (graben) tras el escarpe; zonas de reactivación en plano que queda en la superficie de deslizamiento dejando hummock. Se preservan las redes de drenaje anteriores al deslizamiento.
L1E*	V	A	M	R + S	3 + 2	Al pie de L1E se generó un <i>slump</i> , que posteriormente se activó como avalancha. post-incisión, red de drenaje en techo de la avalancha distinta a la del <i>slump</i> .
L2S	V	E	M	R	3	
L3N	V	A	U	R	3	
L4N	V	R	M	R	3	
Camiña						
Ca1E	F	P	M	R+S	2	revisar incisión del río
Ca2N	F	C	U	R	4	
Ca3N	F	C	U	R	3	
Ca4N	M	A	U	R	3	puede ser su cercanía a la flexura, parece posterior a la laguna, pq hay un meandro abandonado, y por la forma en que cayó, debe haber sido por la erosión del pie del deslizamiento
Ca5N	F	P	M	R	3	tiene una bulto lobular arriba que parece más un deslizamiento. Gw-sapping al nivel inferior.
Ca6N	F	C	U	R	3	
Ca7N	F	P	M	S y R	2	pasa para el otro lado del río fue la que cerró el valle (con su parte de más al W) y se formó una laguna (sería anterior a C4N)
Ca8S	V	A	U	R	3	Avalancha sobre él.
Ca9S	V	A	U	R	3	
Ca10	F	A	U	R	3	cercano a flexura, rota de modo oblicuo
Ca11	J	A	U	R	2	Presenta flujos aluviales y coluvios
Retamilla						
R1N	F	C	Ct	R	3	cercano a flexura , en el techo hay gran cantidad de bloques, se ve bien parecido a un fluido
R2N	F	C	M	R	3	cercano a flexura, rota de modo oblicuo
R3N	F	A	Ct	S	3 + 2	cercano a eje del pliegue, afecta ignimbritas principalmente
R4N	F	A	M	S	3	cercano a eje del pliegue, afecta ignimbritas principalmente
R5S	V	A	U	R	3	

R6S	V	A	U	R	3	
R7	V	A	U	R	3	
R8	V	A	U	R	3	
Tiliviche						
T1N	F	P	S	R	3	
T2N	F	A	M	R	3	
T3N	F	A	S	R	3	
T4N	F	P	M	R	3	
T5S	F	P	M	R	3	
T6S	F	P	M	R	3	
T7N	F	P	M	R	3	
T8N	F	P	M	R	3	
T9S	F	A	U	R	3	

Anexo D: Distancia a la Flexura Moquilla y parámetros asociados

Tramo	Distancia [km]	Magnitud Mw	Aceleración PGA [g]
1	12,3	5,6	0,5
2	8,7	5,4	0,6
3	25	5,8	0,3
4**	13	5,62	0,48
5	23	5,78	0,31
6	11,2	5,55	0,52
7	2,9	5,05	0,8
8	6,3	5,3	0,63
9	4	5,2	0,72
10	17,6	5,7	0,4

** Distancia medida con respecto a la Flexura Sucuna

Anexo E: Análisis morfométrico

Gráfico 1: Volumen vs Ángulo de viaje

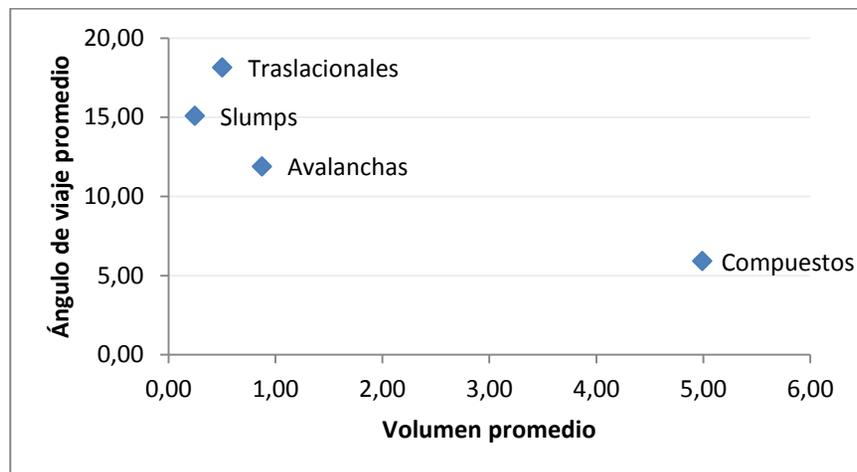


Gráfico 2: Área vs Ángulo de viaje

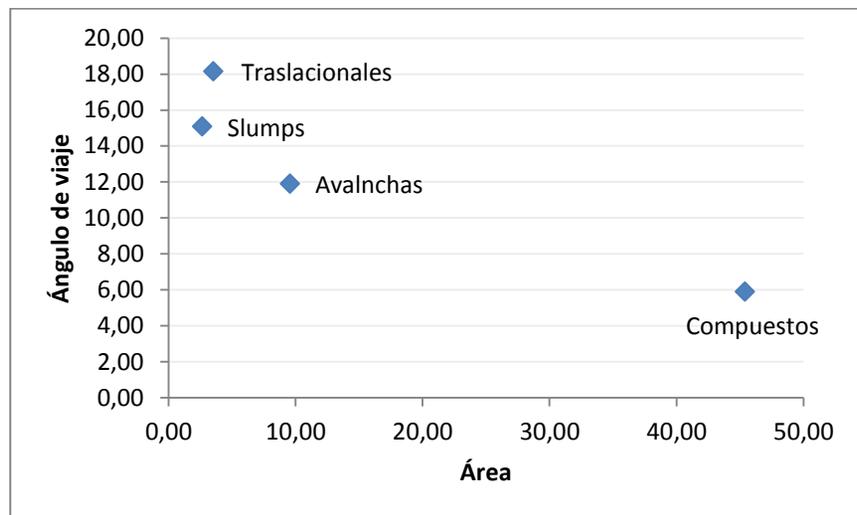


Gráfico 3: Volumen vs Runout

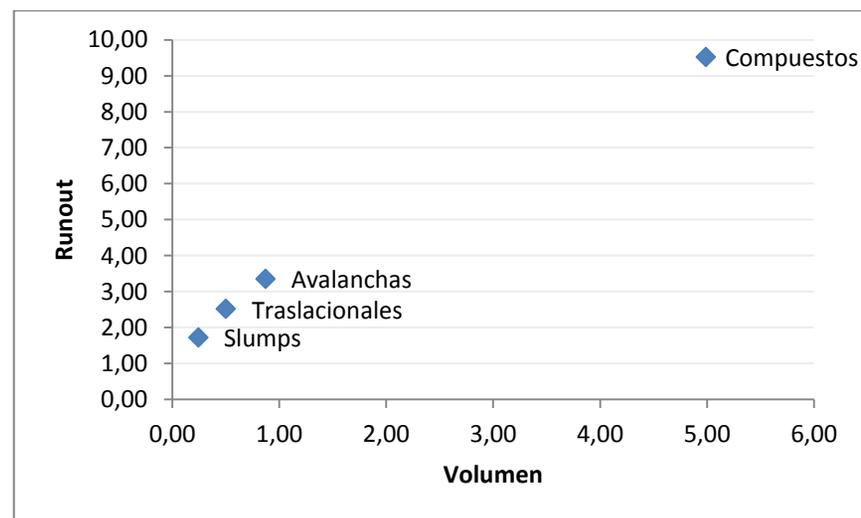


Gráfico 4: Área vs Runout

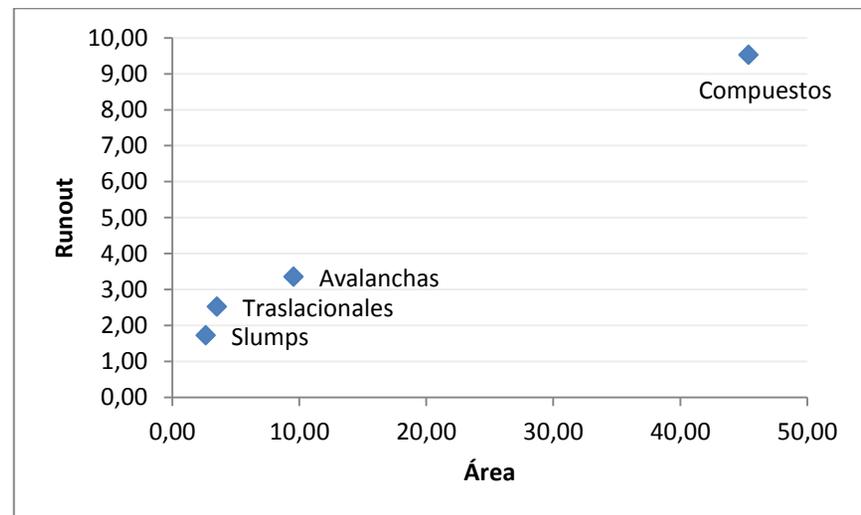


Gráfico 5: Ángulo de viaje vs Runout

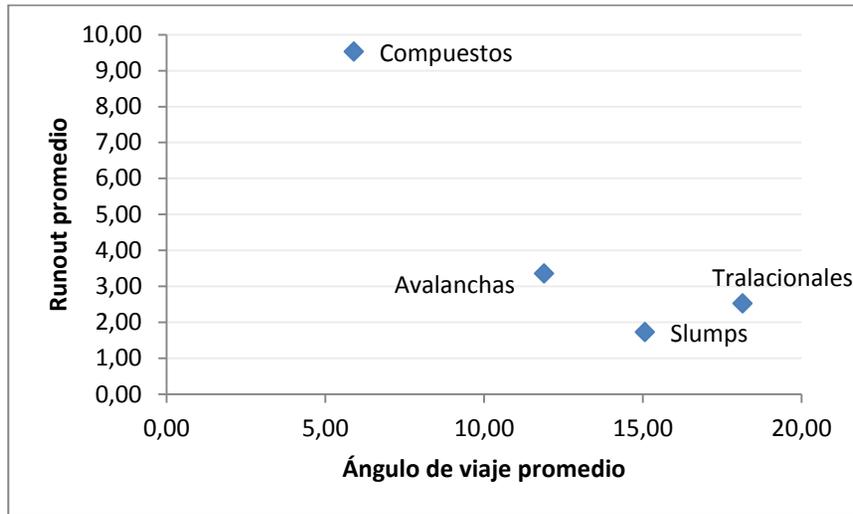


Gráfico 6: Área vs Volumen

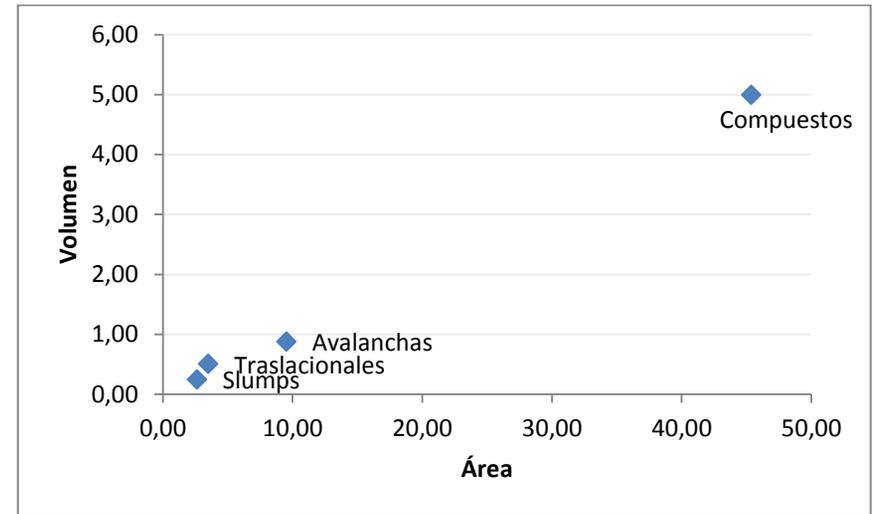


Tabla 10: Valores promedio para cada tipo de remoción en masa, según la clasificación de Keefer (1984).

	Runout promedio [km]	Ángulo de viaje promedio [°]	Volumen total [km³]	Área total [km²]	Vol. Promedio [km³]	Á promedio [km²]
Avalanchas	3.35	11.89	11.37	124.13	0.87	9.55
Slumps	1.72	15.07	28.91	313.03	0.25	2.65
Traslacionales	2.52	18.14	4.01	28.12	0.50	3.51
Compuestos	9.52	5.90	9.98	90.76	4.99	45.38

