



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

CARACTERIZACIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN LA
LADERA NOROESTE DEL CERRO VALDÉS,
COMUNA DE SAN JOSÉ DE MAIPO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MANUEL ANTONIO HERNÁNDEZ SALINAS

PROFESOR GUÍA:

GREGORY DE PASCALE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE

2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA

OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo

POR: Manuel Hernández Salinas

FECHA: 25/09/2019

PROFESOR GUÍA: Gregory De Pascale

CARACTERIZACIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN LA LADERA NOROESTE DEL CERRO VALDÉS, COMUNA DE SAN JOSÉ DE MAIPO

La zona de estudio se ubica en la comuna de San José de Maipo, al Este de la localidad de Baños Morales, en la ladera Noroeste del Cerro Valdés. Esta zona se caracteriza por estar en medio de la Alta Cordillera de los Andes, donde se encuentran grandes desniveles entre las cumbres y los valles actuales.

El objetivo de este estudio es caracterizar la deformación presente en la cara Noroeste del Cerro Valdés. Esta deformación está evidenciada en superficie por medio de notables estructuras geomorfológicas de carácter lineal con dirección aproximada E-W. Dichas estructuras se encuentran distribuidas tanto en la Formación Río Damas como en la Formación Lo Valdés.

Para poder describir y caracterizar estas estructuras se realizó inicialmente un mapeo mediante imágenes satelitales y, posteriormente visitas a terreno en diferentes puntos de la zona de estudio para poder tomar fotografías, datos estructurales y describir los afloramientos en donde fue posible observar las estructuras.

Se pudo reconocer que las estructuras geomorfológicas corresponden a expresiones superficiales de deformación gravitacional profunda de laderas (DSGSD por su sigla en inglés), el cual es un proceso de remoción en masa de carácter lento, que involucra grandes volúmenes de roca en macizos rocosos formadores de laderas de montañas.

Se destaca que, no se encontraron registros ni estudios específicos sobre este tipo de remoción en masa en el país, por lo que este trabajo busca también aportar antecedentes a un fenómeno que no había sido reconocido en Chile.

DEDICATORIA

A mi madre y padre...

AGRADECIMIENTOS

Primero quiero agradecer a mi familia, por todo el apoyo en estos años de universidad, y vida. Las incontables encomiendas y buenas vibras. En especial quiero agradecer a mi mamá y papá por estar siempre apoyándome y dar todo para que pueda llevar una vida tranquila lejos de casa.

También quiero agradecer a Greg mi profesor guía por darme un tema de estudio novedoso, interesante y en uno de los lugares que más disfruto estar. También agradecer a la comisión evaluadora por sus valiosos comentarios.

A los compañeros de Universidad, compañeros del Wechupun y amigos de la vida, por la buena onda y momentos compartidos. Afro, Deivid, Concha, Lucho, Gonzalo, Panchos, Gerald, Johao, Cristobal, Pipe, Vale, Cami, Davis, Alfaro.

Y a mi compañera que siempre estuvo para darme apoyo, bancar mi asperger y cuidarme.

TABLA DE CONTENIDO

Dedicatoria	iii
Agradecimientos	iv
Índice de tablas.....	vii
Índice de figuras.....	viii
1 Introducción	1
1.1 Objetivos	2
1.1.1 Objetivo general.....	2
1.1.2 Objetivos específicos	2
1.2 Hipótesis de trabajo.....	2
1.3 Ubicación zona de estudio.....	2
1.4 Metodología general.....	3
1.4.1 Trabajo pre-terreno.....	3
1.4.2 Trabajo de terreno	3
1.4.3 Trabajo post-terreno	4
2 Antecedentes generales	5
2.1 Marco tectónico.....	5
2.2 Marco geomorfológico.....	6
2.2 Marco geológico local.....	9
2.2.1 Rocas estratificadas	10
2.2.2 Depósitos no consolidados	12
2.2.3 Geología estructural	13
2.2.4 Evolución paleogeográfica.....	15
2.2.5 Marco sismológico	16
3 Marco teórico	19
3.1 Introducción	19
3.2 Remociones en masa	19
3.2.1 Clasificación de remociones en masa.....	19
3.3 Deformación gravitacional profunda de laderas (DSGSD).....	29
4 Metodología	34
4.1 Trabajo de gabinete	34
4.2 Trabajo de terreno	35
4.3 Trabajo post terreno	36

5 Resultados	37
5.1 Geometría del valle del río volcán y ladera de estudio	37
5.2 Mapeo de estructuras geomorfológicas.....	41
5.3 Estructuras geomorfológicas	51
5.3.1 Estructura geomorfológica (1)	52
5.3.2 Estructuras geomorfológicas (2) y (3).....	54
5.3.3 Estructuras geomorfológicas (4)	56
5.3.4 Estructura geomorfológica (5)	57
5.3.5 Estructura geomorfológica (6)	61
5.3.6 Estructuras geomorfológicas sector oriental	63
5.4 Caída de roca sector “Placa Verde”	65
6 Discusiones	68
6.1 Geometría del valle y ladera de estudio	68
6.2 Mapeo e identificación de estructuras.....	70
6.3 Clasificación y origen de la deformación.....	71
6.4 Relación con acuífero.....	73
6.5 Mecanismos y modelo.....	73
6.6 Limitaciones	77
6.7 Peligro geológico	77
7 Conclusiones y recomendaciones.....	80
Bibliografía	81

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Sets de diaclasas principales del área de estudio obtenidas por Pairoa (2018) mediante un modelo de fotogrametría tridimensional del valle del río Volcán.....	50
Tabla 2. Información estructural y geométrica de las estructuras geomorfológicas numeradas de la zona de estudio.....	64
Tabla 3. Distancia aproximada entre estructuras consecutivas. No corregida por el manteo real.	64

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación regional de la zona de estudio, localizada en el sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo (cuadro blanco).	3
Figura 2. a) Variación de la velocidad de convergencia y grado de oblicuidad entre la placa oceánica subductante y la placa continental, según Pardo-Casas & Molnar (1987) (azul). Somoza (1998) (negro) y Müller et al., 2016 (rojo). b) Reconstrucción cinemática de la placa Nazca respecto a Sudamérica durante el Cenozoico, medida en 2 puntos (Modificado de Pardo-Casas & Molnar, 1987). c) Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico medio hasta el presente en el margen occidental de Sudamérica (modificado de Zonenshayn et al., 1984). Extraído de Mardones (2019).	6
Figura 3. Principales morfoestructuras del segmento andino entre los 32° y 35°S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al., (2001), Giambiagi et al., (2003a) y Tassara & Yañez (2003). El recuadro rojo muestra la zona de estudio, ubicada en el sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo. Modificado de Fock (2005).	7
Figura 4. Mapa Geológico local. Rectángulo negro indica el área de estudio. Modificado de Mardones (2019).	9
Figura 5. Mapa de estructuras principales en la zona de estudio. Modificado de Mardones (2019).	14
Figura 6. Modelo de evolución paleogeográfica para la zona entre los 33° y 34°S. Tomado de Fock (2005).	15
Figura 7. Actividad sísmica registrada en Chile central desde 1950 a 2018. Los datos consideran terremotos con magnitud de momento mayor que $M_w = 4.0$ (datos descargados desde el catálogo de terremotos de la base de datos del USGS https://earthquake.usgs.gov). Cuadro negro enmarca la zona de estudio. Tomado de García et al., (2018).	17
Figura 8. Mapa de ubicación epicentro Terremoto de Las Melosas. Se incluye el mecanismo focal del terremoto. Modificado de García et al., (2018).	18
Figura 9. Diagrama de clasificación de remociones en masa. Tomado de Hermanns (2018).	20
Figura 10. Esquema de caída de rocas. Tomado de PMA-GCA (2007).	21

Figura 11. (a) y (b) Diagramas de volcamiento en bloque (Varnes, 1976) y (c) Esquema de vuelco por flexión según Corominas y Yagué (1997). Tomado de PMA-GCA, (2007).....	22
Figura 12. (a) Esquema de vuelco del macizo rocoso según Nichol et al., (2002) y (b) Esquema del movimiento denominado cabeceo por Corominas (1989). Tomado de PMA-GCA (2007).	23
Figura 13. (a) y (b) Esquema de deslizamientos planares (b) Esquema de deslizamiento en cuña. Tomado de PMA-GCA, (2007).....	24
Figura 14. Esquema de un deslizamiento rotacional mostrando los rasgos morfológicos característicos. Tomado de PMA-GCA, (2007).....	25
Figura 15. Ejemplo de deslizamiento compuesto. Tomado de PMA-GCA, (2007).	26
Figura 16. Esquemas de expansiones laterales, según Varnes (1978). Tomado de PMA-GCA, (2007).	27
Figura 17. Esquema de flujos canalizados y no canalizados, según Cruden & Varnes (1996). Tomado de PMA-GCA, (2007).....	28
Figura 18. Características morfoestructurales diagnosticas del fenómeno de deformación gravitacional profunda de laderas (DSGSD). Significado cinemático relacionado y asociaciones típicas. (DR: cresta doble; S: escarpe; CS: Contraescarpe). Tomado de Agliardi et al., (2012)....	30
Figura 19. Diagrama propuesto de clasificación de deformaciones de ladera. Basado en Agliardi et al., (2001; 2012); Hungr et al., (2014); Pánek & Klimeš (2016).	31
Figura 20. Diagrama ternario ilustrando los tres miembros extremos de laderas con deformación sackungen. (1) planos de fallamiento que gradan en profundidad hacia una zona de deformación continua. (2) Fallas antitéticas conectadas a una superficie profunda de deslizamiento. Estos dos extremos pueden representar una gradación temporal. (3) Fallamiento secundario que forma sackungen debido a ruptura en fallas tectónicas.	33
Figura 21. Imagen satelital de Google Earth del área de estudio utilizada como base para el mapeo de estructuras geomorfológicas.....	34
Figura 22. Imagen satelital de Google Earth donde se muestra la zona de estudio, ubicada en el sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo. Se muestran los sitios visitados desde la “A” a la “I”. En cada punto se tomaron fotografías correspondientes a las figuras mencionadas en los cuadros blancos. Además, se incluyen la dirección aproximada en que se tomó cada fotografía. 36	

Figura 23. Fotografía en dirección Este del valle del río Volcán. Se ilustra esquemáticamente la forma de U del valle, típica de un valle glaciar.....	37
Figura 24. Imagen satelital de Google Earth donde se muestra la zona de estudio en tres dimensiones. Se destacan en línea roja discontinua las direcciones aproximadas de los valles del río Volcán y estero Lo Valdés. El polígono de contorno blanco muestra la ladera de estudio.....	38
Figura 25. Mapa de aspecto de la zona de estudio. El polígono de contorno blanco encierra la ladera noroeste del Cerro Valdés.	39
Figura 26. Mapa de pendientes de la zona de estudio. El polígono de contorno blanco encierra la ladera noroeste del Cerro Valdés.	40
Figura 27. Imagen Satelital de Google Earth mostrando las trazas de los perfiles A-A', B-B' y C-C'. Se muestran además los perfiles respectivos.	41
Figura 28. Mapa geológico del área de estudio, basado en Thiele (1980); Fock (2005); Calderón (2008) y Mardones (2019). Las estructuras geomorfológicas mapeadas se muestran en línea roja continua.	43
Figura 29. Fotografía tomada desde la ribera Norte del río Volcán en dirección Sur. Se muestra principalmente el sector occidental del área de estudio, cercano a la localidad de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo.	45
Figura 30. Interpretación de fotografía tomada desde la rivera norte del río Volcán. Se muestra en línea blanca discontinua las estructuras geomorfológicas; en línea negra discontinua los límites de las formaciones geológicas. Las estructuras mayores se encuentran enumeradas para su descripción y localización espacial.....	46
.....	47
Figura 31. Fotografía tomada desde el pueblo de Baños Morales, con vista hacia el SE. Se observa principalmente el sector occidental del área de estudio, ubicada en el sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo.	47
Figura 32. Fotografía tomada desde el pueblo de Baños Morales, con vista hacia el SE. Se observan las unidades geológicas, separadas por líneas negras discontinuas. En líneas blancas discontinuas se muestran esquemáticamente las ubicaciones de las estructuras geomorfológicas. Se enumeran las estructuras para su posterior descripción.	48

Figura 33. Vista hacia el Sur de las fracturas mayores en la zona Este. En amarillo el set 1, verde el set 2, en rojo el set 3, en gris el set 4 y en morado el set 5. Tomado de Pairoa (2018).....	49
Figura 34. Vista hacia el Sur de las fracturas mayores en la zona Este. Se muestra en morado el set 5. Modificado de Pairoa (2018).	49
Tabla 1. Sets de diaclasas principales del área de estudio obtenidas por Pairoa (2018) mediante un modelo de fotogrametría tridimensional del valle del río Volcán.....	50
Figura 35. Diagrama de polos y roseta para los sets de diaclasas principales del área de estudio.	50
Figura 36. Esquema de ladera con estructuras geomorfológicas típicas encontradas en la zona de estudio. Se muestran las dimensiones de las estructuras, largo y alto para contraescarpes y escarpes. Trincheras solo tienen largo.	51
Figura 37. Fotografía tomada hacia el SE en el sitio donde se encuentra la estructura geomorfológica (1) (Ver Figura 22 para ubicación).	52
Figura 38. Interpretación de fotografía tomada hacia el SE en las cercanías de la estructura geomorfológica (1). Se observa el alto ángulo de este, su rumbo y manteo (Azimut/buzamiento: 112°/60°).	53
Figura 39. (Izquierda) Fotografía hacia el Sur del afloramiento donde se encuentra la estructura geomorfológica (1). (Derecha) Interpretación del afloramiento de la estructura (1). Se observa en línea discontinua blanca la estructura geomorfológica y en línea negra discontinua el depósito de travertino que cubre el afloramiento.	53
Figura 40. Fotografía panorámica tomada hacia el Este desde el punto F de la Figura 22.....	55
Figura 41. Interpretación de la fotografía de la Figura 40. Se pueden observar las estructuras geomorfológicas (2) y (3). Se destaca en línea blanca discontinua los contraescarpes y en línea negra discontinua las trincheras asociadas. En línea amarilla discontinua se observan fracturas de tensión.	55
Figura 42. Fotografía panorámica tomada hacia el Este, donde se puede observar la presencia de dos estructuras geomorfológicas, la estructura de la izquierda corresponde a una superficie que manteea opuesta a la pendiente y corresponde a un contraescarpe. La superficie de la derecha manteea a favor de la pendiente y corresponde a un escarpe. El cuadro de contorno negro indica la zona interpretada en la Figura 43. La ubicación de este lugar es “E” en la Figura 22.	56

Figura 43. Fotografía que ilustra la zona más baja del canal formado entre el contraescarpe y el escarpe, en esta zona se puede ver que el plano del contraescarpe continua en profundidad.....	57
Figura 44. (Izquierda) Fotografía hacia el SE de la zona inferior de la ladera (B en Figura 22). (Derecha) Interpretación fotografía izquierda, se observan en línea discontinua blanca las estructuras geomorfológicas de esta zona de la ladera. Polígono de contorno negro discontinuo muestra un depósito coluvial asociado a la estructura (5). Cuadro rojo (a) muestra la ubicación de la Figura 45, y el cuadro rojo (b) muestra la ubicación de la Figura 48	58
.....	58
Figura 45. (Izquierda) Fotografía tomada hacia el E de la estructura (5). Se observan escarpes con manto opuesto a la ladera. (Derecha) Interpretación de la fotografía izquierda donde se muestra en línea blanca continua la traza aproximada de la falla encontrada. Esta falla normal tiene orientación A/B: $95^{\circ}/71^{\circ}$. Línea blanca discontinua ilustra las superficies de los contraescarpes. Cuadro negro representa la ubicación de la Figura 43.	59
Figura 46. Indicadores de sentido de cizalle para fallas de comportamiento frágil. El bloque faltante superior se mueve hacia la derecha en todos los diagramas. Modificado de Allmendinger (1989).	59
Figura 47. Detalle del plano de falla de la estructura (5). Cuadros negros indican las zonas con indicadores de cizalle.	60
Figura 48. Fotografía tomada en dirección E, mostrando la falla normal (6). En la Figura 46 se observa una fotografía del plano de falla mostrando las fibras de recristalización.....	61
Figura 49. (Arriba) Fotografía del plano de falla que muestra el crecimiento de minerales en el plano. (Abajo) Fotografía del plano de falla que muestra fracturamiento secundario de bajo ángulo (Riedel shears).....	62
Figura 50. Fotografía tomada hacia el W, donde se muestran las estructuras geomorfológicas del sector oriental de la zona de estudio, cerca del Puente Colina. Se observa el fuerte manto contra la pendiente de las estructuras. Flechas blancas indican las superficies de los contraescarpes (CS: Contraescarpe).....	63
Tabla 2. Información estructural y geométrica de las estructuras geomorfológicas numeradas de la zona de estudio.	64
Tabla 3. Distancia aproximada entre estructuras consecutivas. No corregida por el manto real.	64

Figura 51. Fotografía tomada hacia el SE donde se muestra el sector de placa verde. Se observan las estructuras geomorfológicas y además en línea continua negra se muestran las trazas de fracturas dominantes del sector. La línea blanca segmentada indica la probable zona desde donde cayeron los bloques de roca. El depósito de la caída se encuentra al pie de la ladera delimitado por el polígono con línea negra segmentada. Algunos bloques alcanzaron y/o atravesaron la ruta G-25 como se ve en la Figura 52.....	66
Figura 52. Fotografía Tomada hacia el NE donde se puede apreciar algunos bloques de gran tamaño debido a la caída de rocas que se produjo en la ladera derecha.	67
Figura 53. (a) Modelo utilizado por Ambrosi & Crosta (2011) para calcular los desplazamientos en laderas afectadas por deformación gravitacional profunda de laderas. (b) Imagen satelital de la zona de estudio, polígono blanco indica ladera de estudio. (c) Modelo esquemático de ladera con plano de anisotropía paralelo al valle principal y con manto fuerte hacia la ladera, tomado de Ambrosi & Crosta (2011). (d) Distribución de desplazamiento total computado (en m) en ladera lineal con pendiente de 28°. Tomado de Ambrosi & Crosta (2011).....	68
Figura 54. (Arriba) Imagen satelital de Google Earth de la ladera de estudio, donde se marca la traza del perfil A-A'. (Abajo) Perfil de elevación A-A' donde se observa la asimetría de esta sección de la ladera.	69
Figura 55. Esquema de laderas afectadas por sackungen. Se muestran las fallas normales y las estructuras geomorfológicas asociadas (contraescarpes).	71
Figura 56. Fotografía de la ladera de estudio, tomada hacia el Este. Se destacan con símbolo blanco las fallas normales observadas y en rojo las fallas normales inferidas.	72
Figura 57. (Izquierda) Diagrama de polos mostrando las estructuras geomorfológicas medidas (rojo) y los sets de diaclasas principales del área de estudio (azul). (Derecha) Diagrama de roseta para estructuras geomorfológicas (rojo) y sets de diaclasas principales del área de estudio (azul).	74
Figura 58. Modelos esquemáticos de deformación en la ladera de estudio con zona continua de deformación, (a) fallas normales migran en profundidad hacia una zona de deformación continua. (b) fallas normales migran en profundidad hacia una zona de deformación continua, con estructura (2) sintética a la ladera.	75

Figura 59. Modelos esquemáticos de deformación con superficie profunda de deslizamiento. (a) Modelo con estructura (2) antitética a la ladera. La superficie profunda de deformación se extiende más atrás del ridge y se extiende hacia el valle (b) Modelo con estructura (2) sintética a la ladera. En este caso la superficie profunda de deformación comienza desde la estructura (2) y se extiende hacia el valle..... 76

Figura 60. (a) Modelo propuesto para Beck (1968) para sackungen en ridge simétrico. (b) Modelo propuesto por Barth (2013) para sackungen en ridge asimétrico. Tomado de Barth (2013). 76

Figura 61. Modelo de desarrollo de un DSGSD que culmina en un deslizamiento. Expresiones no están a escala y se exageran para mejor visualización. Tomado de Kaneda (2017). 78

1 INTRODUCCIÓN

Los Andes Centrales de Chile corresponde a un orógeno formado en el margen convergente entre las placas de Nazca y Sudamericana. Este se ha desarrollado por medio de una serie de pulsos tectónicos compresionales y extensionales (Giambiagi & Ramos, 2002), que condicionan el origen y deformación de las unidades geológicas.

Una característica común de los Andes Centrales de Chile y Argentina a la latitud de 32-34°S, son los megadeslizamientos. Estos son grandes movimientos de masa cuyo volumen supera los 10⁶ m³. Moreiras & Sepulveda (2014) destacan que una gran cantidad de deslizamientos de distintos tipos y volúmenes están usualmente presentes en las zonas montañosas, principalmente localizados en valles glaciares.

Algunas de las grandes inestabilidades de ladera son deslizamientos profundos en roca, de movimiento lento. Este tipo de remociones en masa, comúnmente referido como deformación gravitacional profunda en laderas (DSGSD por su sigla en inglés), han sido objeto de estudio en lugares como los Alpes italianos, franceses y neozelandeses (Agliardi et al., 2001; Hippolyte et al., 2006; Barth, 2013).

Autores como Barth (2013) y Moretti (2016) destaca que este tipo de inestabilidades puede preceder deslizamientos de roca catastróficos, generando así un riesgo geológico importante para los poblados cercanos.

En el sector cordillerano de la región Metropolitana, al Sureste de la ciudad de Santiago se ubica el valle del río Volcán, el cual se extiende desde la frontera con Argentina por el Este, hasta el comienzo del poblado de San Gabriel por el Oeste. A una distancia aproximada de 90 Km de la ciudad de Santiago se ubica el sector de Lo Valdés, rodeado de grandes montañas, donde destaca el Cerro Valdés en el flanco Sur del valle del río Volcán. La ladera Noroeste de este cerro presenta características geomorfológicas superficiales, que demuestran la existencia de un proceso de deformación gravitacional profunda.

En Chile no hay investigaciones específicas en torno a este tipo de procesos, por lo cual este trabajo busca aportar mediante una caracterización de las estructuras geomorfológicas, los primeros antecedentes sobre la existencia de una DSGSD en la ladera noroeste del Cerro Valdés, ubicado en la comuna de San José de Maipo, región Metropolitana.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar la deformación presente en la ladera Noroeste del Cerro Valdés, ubicada en el flanco sur del valle del río Volcán, comuna de San José de Maipo.

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Reconocer las características geomorfológicas (estructuras) de deformación de la ladera.
2. Determinar el/los mecanismos de formación de las estructuras.
3. Identificar el proceso y tipo de deslizamiento asociado a estas estructuras geomorfológicas.

1.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO

La deformación presente en la ladera Noroeste del Cerro Valdés corresponde a una deformación gravitacional profunda en laderas (DSGSD) de tipo *sackungen*.

1.3 UBICACIÓN ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en la Región Metropolitana de Santiago, entre los 33,81° y 33,85°S y entre los 69,99° y 70,05° W (Figura 1).

Se accede a la zona de estudio por el Camino al Volcán (Ruta G-25), por medio de vehículo motorizado, caminata por huellas y ascenso por cuerda, para alcanzar afloramientos ubicados en las partes altas de la ladera de estudio por sobre los 2500m s.n.m.

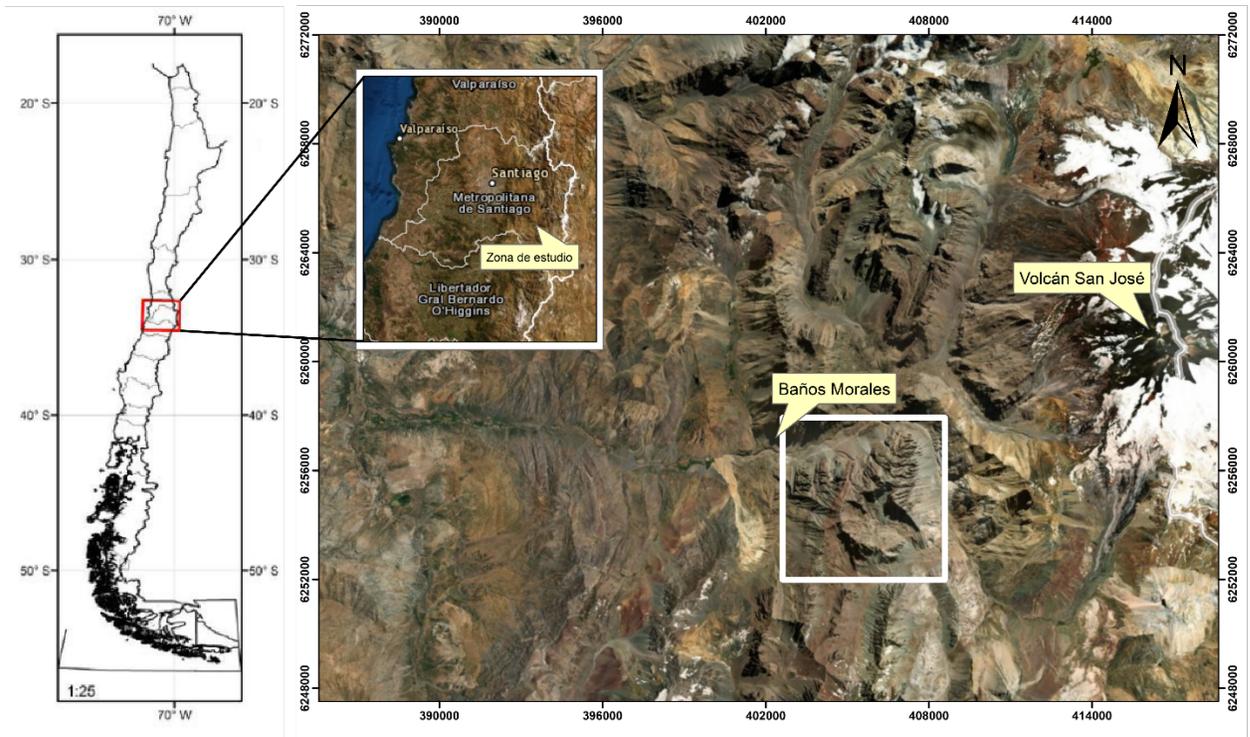


Figura 1. Mapa de ubicación regional de la zona de estudio, localizada en el sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo (cuadro blanco).

1.4 METODOLOGÍA GENERAL

Para llevar a cabo los objetivos de este trabajo se desarrollaron las siguientes etapas:

1.4.1 TRABAJO PRE-TERRENO

Se estudiaron y recopilaron antecedentes geológicos de la zona de estudio con finalidad de comprender la estratigrafía, geología estructural y geomorfología del área.

Se realizó un mapeo de la geología de la ladera y de las estructuras geomorfológicas encontradas en ella mediante el uso de imágenes satelitales de *Google Earth*, *software GIS* y trabajos anteriores.

Los resultados en esta fueron enfocados en resolver los objetivos específicos 1 y 2.

1.4.2 TRABAJO DE TERRENO

En 4 oportunidades se trabajó en la zona de estudio, donde en primera instancia se recorrió el área durante dos días para realizar descripciones de la ladera y tomar registros fotográficos generales; en la segunda visita a terreno se accedió a tres afloramientos para obtener descripción en estos,

junto con datos de rumbo y mapeo de estructuras geomorfológicas; en la tercera oportunidad se ascendió en una jornada al sector de la “Placa Gris”, desde donde se fotografió en detalle la zona media de la ladera en dirección Este; finalmente, en la última visita a terreno se ascendió hasta el sector de la “Gran Placa”, para fotografiar la zona superior de la ladera en dirección Este.

Los resultados de esta etapa apuntaron a resolver los objetivos específicos 1, 2 y 3.

1.4.3 TRABAJO POST-TERRENO

En esta etapa se procesaron los datos obtenidos en terreno en conjunto con los productos obtenidos durante el trabajo de gabinete. Se interpretaron las fotografías tomadas en terreno, se continuó con el trabajo de mapeo de estructuras, y posteriormente se procesaron los datos estructurales para obtener diagramas de roseta y polos. Con estos resultados se trabajó para reconocer un posible origen de las estructuras geomorfológicas y su relación con procesos de remoción en masa. Finalmente se obtuvo un modelo esquemático de la deformación en la ladera.

2 ANTECEDENTES GENERALES

2.1 MARCO TECTÓNICO

El borde occidental de Sudamérica se caracteriza por ser un margen convergente, en el que la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana. Este escenario se ha mantenido al menos desde el Permo-triásico (Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2007).

Los cambios en la velocidad promedio de convergencia y en la oblicuidad entre las placas, han modificado los regímenes de esfuerzo que se transfieren a la placa continental, generando condiciones extensionales y/o compresionales dentro de esta.

Durante el Jurásico hasta el Cretácico medio, la placa Fénix subducaba la protoplaca Sudamericana con un vector de convergencia SW respecto a la fosa. De acuerdo con Charrier et al., (2007) en este periodo predominaron las condiciones extensionales a lo largo del margen continental. A fines del Cretácico temprano, un cambio en la configuración tectónica se produjo debido al cambio del vector de convergencia. A este cambio se le asocia un evento compresivo conocido como Fase Peruana (Scheuber et al., 1994; Charrier et al., 2007), que coincide con la apertura de la dorsal del Atlántico Sur y la subducción de la dorsal entre las placas Fénix y Farallón bajo el protocontinente (Scheuber et al., 1994; Somoza & Zaffarana, 2008; Mardones, 2019).

A partir de los ~23Ma, la placa Farallón se habría dividido en las placas de Nazca y Cocos, cuya configuración se mantiene hasta el presente (Charrier et al., 2007; Scheuber et al., 1994; Somoza y Zaffarana, 2008; Somoza, 1998; Somoza & Ghidella, 2005). La tasa de convergencia actual es de ~7cm/año, con un ángulo de oblicuidad de 20° hacia el NW (Somoza & Ghidella, 2005; Mardones, 2019) (Figura 2).

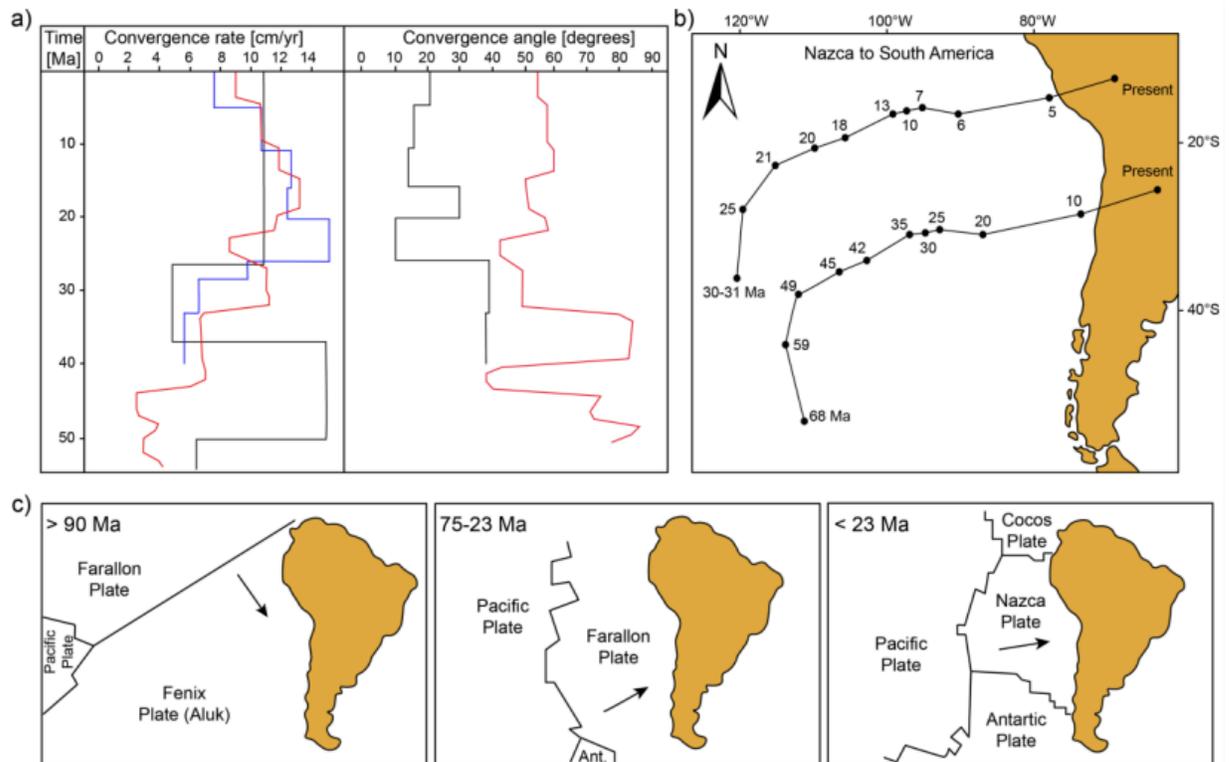


Figura 2. a) Variación de la velocidad de convergencia y grado de oblicuidad entre la placa oceánica subductante y la placa continental, según Pardo-Casas & Molnar (1987) (azul). Somoza (1998) (negro) y Müller et al., 2016 (rojo). b) Reconstrucción cinemática de la placa Nazca respecto a Sudamérica durante el Cenozoico, medida en 2 puntos (Modificado de Pardo-Casas & Molnar, 1987). c) Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico medio hasta el presente en el margen occidental de Sudamérica (modificado de Zonenshajn et al., 1984). Extraído de Mardones (2019).

2.2 MARCO GEOMORFOLÓGICO

La zona central de Chile, entre los 32° y 35° S, consta de cinco unidades morfoestructurales principales con orientación norte-sur. Estas unidades de Oeste a Este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y el Antepaís argentino (Figura 3) (Fock, 2005).

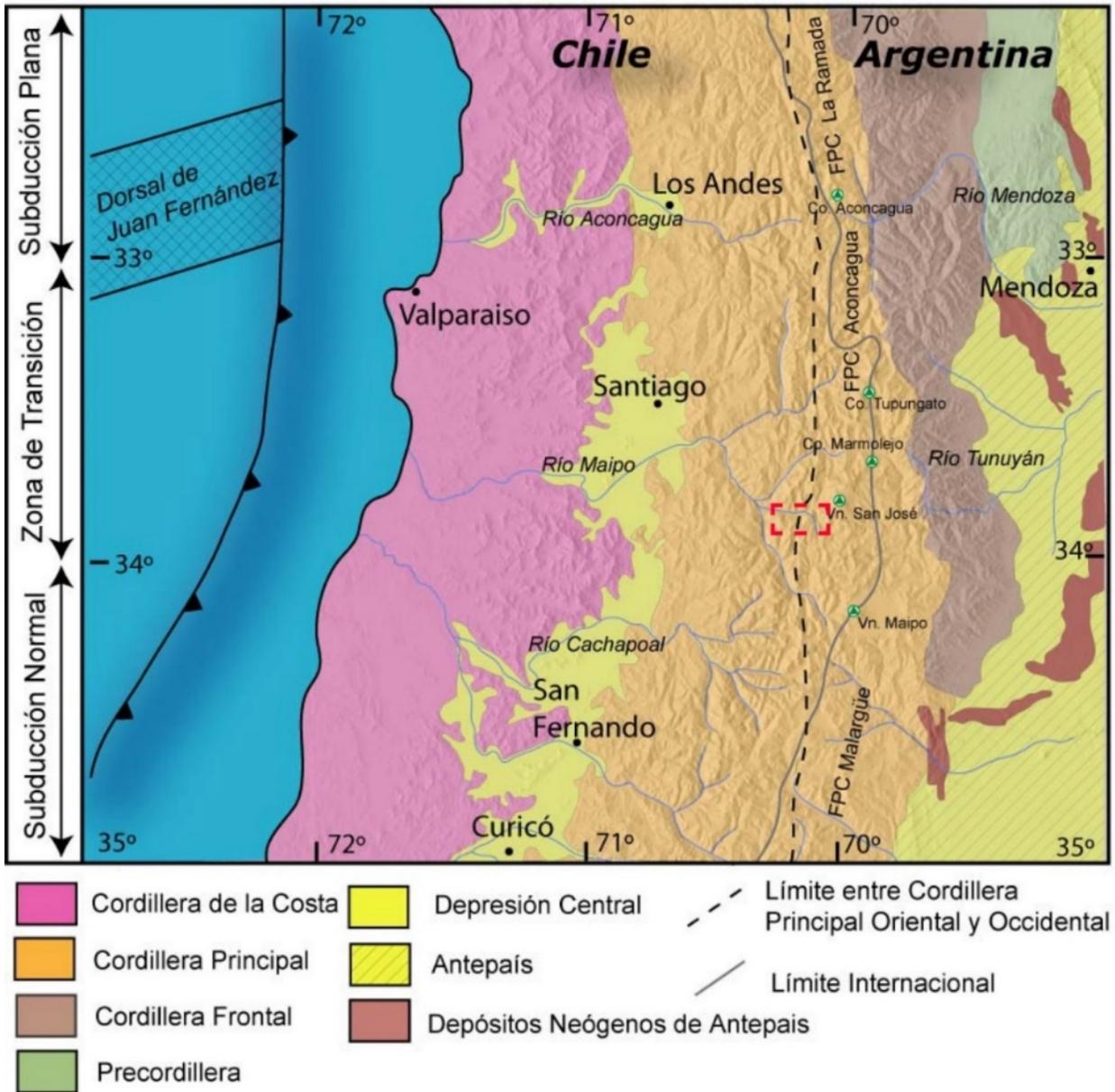


Figura 3. Principales morfoestructuras del segmento andino entre los 32° y 35°S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al., (2001), Giambiagi et al., (2003a) y Tassara & Yañez (2003). El recuadro rojo muestra la zona de estudio, ubicada en el sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo. Modificado de Fock (2005).

La Cordillera de la Costa está compuesta por cerros que rara vez sobrepasan los 1.500m s.n.m. Formada principalmente por granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental, por secuencias volcánicas y sedimentarias Mesozoicas en la parte más oriental (Wall et al., 1999; Sellés & Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

La Depresión Central se extiende desde los 33°S hasta los 40°S, y corresponde a una cuenca rellena por depósitos fluviales y aluviales recientes, pleistocenos a holocenos (Thiele, 1980). Algunas cumbres sobresalen en forma de “cerros islas” con alturas entre 650 y 480m s.n.m, lo que da paso a una serie de cordones montañosos de baja altitud separados por valles esencialmente rectos y continuos que conectan la Cordillera Principal con la Cordillera de la Costa (Fock, 2005).

La Depresión Central limita al Este con la Cordillera Principal a través de la falla inversa San Ramón, esta situación se presenta al menos a la latitud de la zona de estudio y por lo tanto la Depresión Central no corresponde a un graben extensional y sería en efecto la acción de esta falla la responsable del levantamiento de esta zona de los Andes, alzando la Formación Abanico sobre la cuenca de Santiago (Rauld, 2002; García, 2016).

La Cordillera Principal puede dividirse en dos grandes flancos: La Cordillera Principal Occidental, conformada principalmente por rocas cenozoicas de las Formaciones Abanico y Farellones; y la Cordillera Principal Oriental, compuesta por rocas Mesozoicas fuertemente deformadas, que configuran las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe. La Cordillera Frontal está constituida por un basamento Pre-Cámbrico, Paleozoico y Triásico, mientras que la Precordillera por rocas del Paleozoico Inferior principalmente (Fock, 2005).

2.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

En el área de estudio se encuentran rocas estratificadas de edades Mesozoicas a Cenozoicas. También se encuentran depósitos Cuaternarios. El mapa geológico de la zona se presenta en la Figura 4.

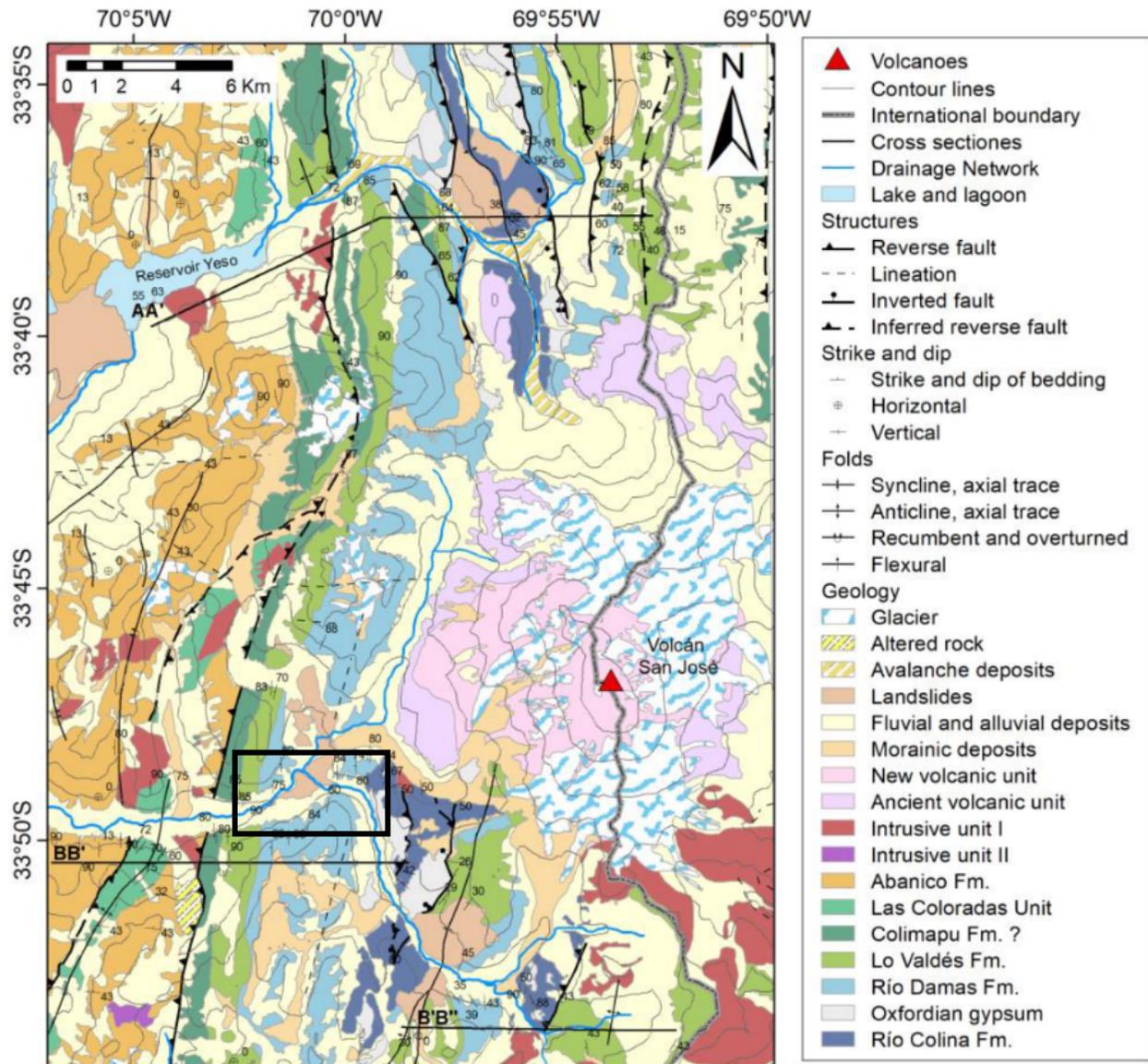


Figura 4. Mapa Geológico local. Rectángulo negro indica el área de estudio. Modificado de Mardones (2019).

2.2.1 ROCAS ESTRATIFICADAS

A continuación, se presenta la información geológica existente para la zona de estudio, descrita en trabajos anteriores.

Formación Río Damas (Jurásico Superior)

Esta formación definida por Klohn (1960), corresponde a un paquete de 4.950m de rocas principalmente sedimentarias de origen continental. Se encuentra dividida en tres miembros (Calderon, 2008); Miembro Cerro Aguja Escondida (MCAE), con una potencia de 500m, compuesto de conglomerados verdes volcanoclásticos, con intercalaciones de areniscas, de origen continental; Miembro Cerro Catedral (MCK), con una potencia de 2.250m, compuesto de brechas conglomerádicas con intercalaciones de areniscas, de color verde y pardo; y Miembro Punta Zanzi (MPZ), con una potencia de 1.200m, compuesto de conglomerados con intercalación de areniscas, de color verde pálido y aspecto macizo.

No hay registro de la presencia de fósiles en la unidad, sin embargo, su edad puede ser delimitada con bastante exactitud dado que subyace de manera concordante las capas marinas del Titoniano inferior pertenecientes a la Formación Lo Valdés, y se encuentra apoyada, concordantemente, sobre la secuencia oxfordiana correspondiente a la Formación Río Colina. En consecuencia, se le asigna una edad Kimmerdgiana y se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Thiele, 1980).

Formación Lo Valdés (Jurásico Superior – Cretácico Inferior)

La Formación Lo Valdés fue definida por González (1963) en el lugar homónimo en el valle del río Volcán. Su base se encuentra concordantemente sobre la Formación Río Damas y el techo está limitado por la base de la Formación Colimapu de forma concordante (Thiele, 1980).

La secuencia, de origen marino, se compone por: calizas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas, conglomerados y brechas. Las calizas presentan colores gris-azulados y su presencia es en estratos compactos, con fractura concoidal y espesor regular. Las calcilutitas son de colores negruzcos y aparecen finamente laminadas. Las lutitas y areniscas predominan en el sector medio del perfil y poseen colores que varían desde gris claro a púrpura. Se observan intercalaciones de rocas

volcánicas basálticas y andesíticas en su parte central. El espesor estimado para esta unidad es de aproximadamente 1.350m (Thiele, 1980).

En base al contenido fósil, la Formación Lo Valdés ha sido asignada a un rango de edad desde el Tithoniano superior hasta el Hauteriviano (Biró, 1964; Tavera, 1968, Thiele, 1980; Hallam, 1986). Hacia el Norte la Formación Lo Valdés se correlaciona con la Formación San José, de edad Valanginiano (Aguirre, 1960), y por el lado Sur con la Formación Termas del Flaco, de edad Tithoniano superior a Hauteriviano (Klohn, 1960). Por el lado argentino, la unidad se correlaciona con el Grupo Mendoza (Yrigoyen, 1979; Aguirre-Urreta, 1996; Aguirre-Urreta & Álvarez, 1997).

La unidad presenta deformación de escama delgada, provocando la separación y repetición de los niveles superiores de la secuencia hacia el Este, donde se imbrica con bloques estructurales de la Formación Río Damas (Thiele, 1980).

En la Hoja de Santiago la unidad se extiende a lo largo de la zona fronteriza suroriental, en franjas con dirección mayoritariamente Norte-Sur, desde el Sur del río Volcán hasta más al Norte del río Colorado, desde donde se acaban los afloramientos en el lado chileno y se desarrolla exclusivamente en lado argentino (Thiele, 1980).

Formación Colimapu (Cretácico Superior)

Las rocas de esta formación corresponden a una secuencia continental de color rojizo de areniscas y lutitas, conglomerados de matriz arenosa, con intercalaciones de tobas, lavas andesíticas y calizas. Su espesor alcanza un valor aproximado de 2.000m (Thiele, 1980).

De acuerdo con Martínez y Osorio (1963), esta formación posee una edad mínima Albiana. Circones obtenidos de una arenisca de la Formación Colimapu que afloran en el valle del río Volcán, han arrojado edades entre los 80 y 118 Ma (Aguirre et al., 2009).

Formación Abanico (Eoceno Superior-Mioceno)

Esta unidad está compuesta de lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas, e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres), formando lentes de hasta 500m de espesor (Charrier et al., 2002). El espesor de estos depósitos se estima en 3.500 a 4.000m, a pesar de que se acepta que está aumentado por intrusiones de filones y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). Esta formación se encuentra plegada y es afectada por un pervasivo metamorfismo de muy bajo grado (Aguirre, 1960; Thiele, 1980).

En base a dataciones radiométricas y estudios de fauna fósil se le asigna una edad Eoceno Superior-Mioceno (Wyss et al., 1994; Charrier et al., 2002; Gana et al., 1997; Selles, 1999; Fuentes et al., 2000; Selles et al., 2000; Fuentes et al., 2002; Extraído de Fock, 2005).

El contacto entre la Formación Abanico y la Formación Farellones es transicional y con amplias variaciones, comportándose tanto discordante, como pseudo-concordante. Hacia la base de Abanico su contacto con la Formación Colimapu es discordante (Charrier et al., 2002; Fock, 2005).

2.2.2 DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS

Una parte de la zona de estudio corresponde a depósitos no consolidados, de edad Pleistoceno a Holoceno (Thiele, 1980). Estos se detallan a continuación.

Depósitos fluviales, fluvioglaciales y aluviales

En las cercanías de la zona de estudio se encuentran depósitos fluviales asociados a sistemas fluviales actuales como el estero La Engorda, Las Placas y Morado. Los depósitos aluviales tienen como origen los flujos intermitentes que depositan los sedimentos al disminuir la velocidad de estos (González, 2010). De acuerdo con Thiele (1980) sobre la cota 1.500 m s.n.m, los depósitos fluviales gradan a glaciofluviales.

Depósitos lacustres

Corresponden a depósitos de dimensiones reducidas que son acumulados en lagos formados detrás de algunas morrenas frontales o de depósitos producidos por desmoronamientos en los valles de los ríos Colina, Colorado, Maipo y Yeso. Se caracterizan por ser depósitos de granulometría fina, comúnmente limos y arcillas, finamente laminados (Thiele, 1980).

Depósitos glaciales

Principalmente morrenas marginales y acumulaciones de detritos provenientes de glaciares de roca que se pueden encontrar en la mayoría de las cabeceras de los esteros por sobre la cota de 2.500m s.n.m, en circos glaciares y nichos en las altas cumbres (Thiele, 1980). La mayoría de los depósitos morrénicos se encuentran en la zona de confluencia entre los esteros Marmolejo, Engorda y Morado, generando distintos niveles de morrenas (González, 2010).

Depósitos gravitacionales

Estos depósitos se reconocen en parte del área de estudio. Los más importantes son aquellos resultantes de la reptación del suelo y talud que producen acumulaciones detríticas importantes en la base de las pendientes suaves, y en las pendientes fuertes, respectivamente (Thiele, 1980; Fock, 2005).

2.2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los Andes a la latitud del área de estudio presenta una deformación controlada mayoritariamente por sistemas de fallas inversas de alto ángulo, algunas de estas resultantes de un proceso de inversión de fallas extensionales (Giambiagi et al., 2003), de orientación NS a NNW con vergencia Este y retrocorrimientos al Oeste, que dan origen al alzamiento de la Cordillera de los Andes y representan en esta zona la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua.

La principal estructura que se puede encontrar en la zona de estudio es la Falla El Diablo, ubicada en el borde occidental del área de estudio (8 en Figura 5).

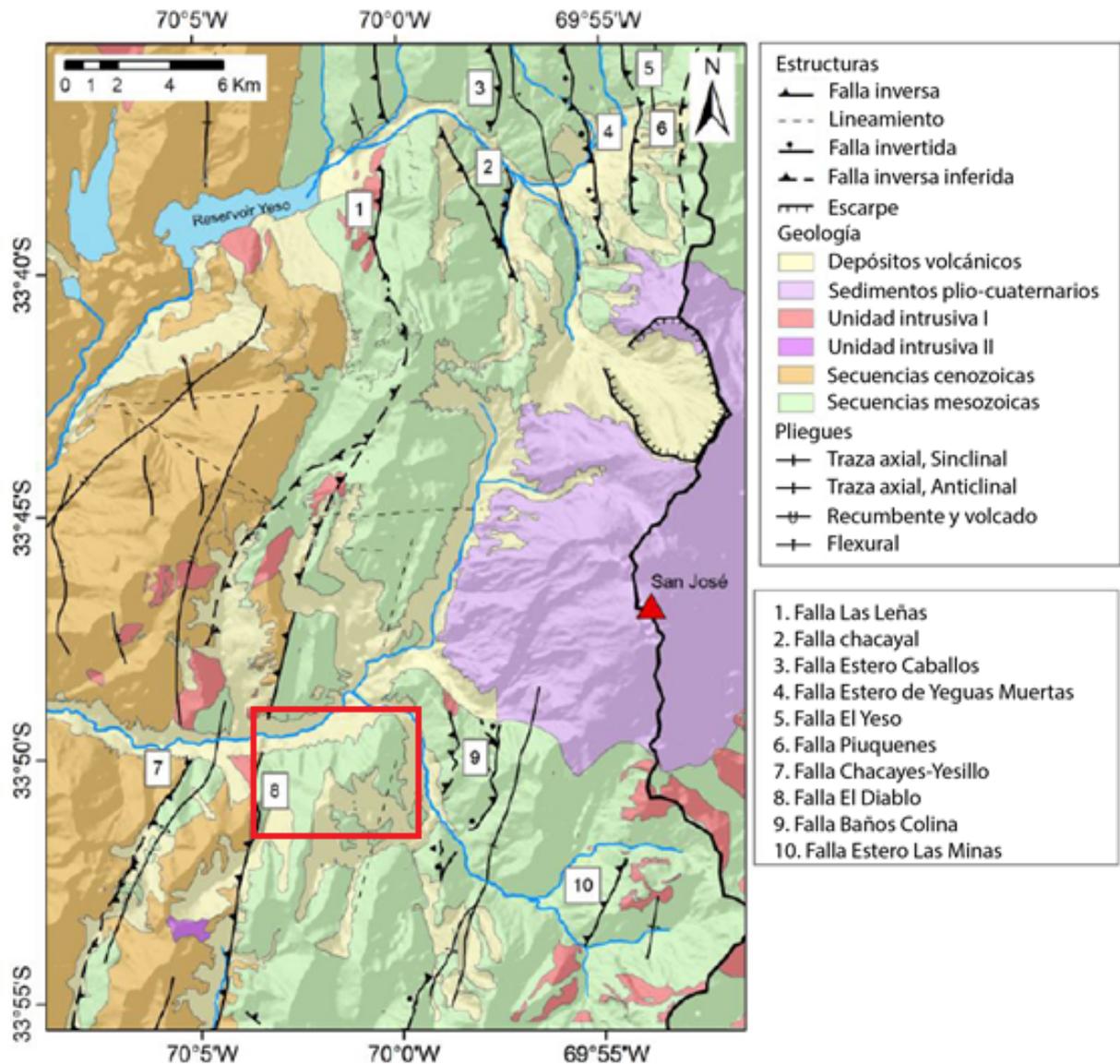


Figura 5. Mapa de estructuras principales en la zona de estudio. Modificado de Mardones (2019).

Falla El Diablo

Corresponde a una falla inversa de alto ángulo, de rumbo NNE-SSW y con vergencia al Este. Esta estructura corta unidades de la Formación Abanico (Fock, 2005). Se extiende por la Quebrada Morales hacia el Norte y hacia el Sur se extiende pasando por la cabecera de la remoción en masa Las Amarillas (Mardones, 2016).

2.2.4 EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

La configuración morfológica actual de la zona es el resultado de una serie de procesos que han ocurrido a lo largo de la historia geológica, sin embargo, la topografía que vemos hoy en día responde principalmente a procesos que han ocurrido desde el Eoceno medio y que siguen moldeando el relieve andino (Figura 6). Fock (2005) describe los procesos responsables de esta configuración en el siguiente orden:

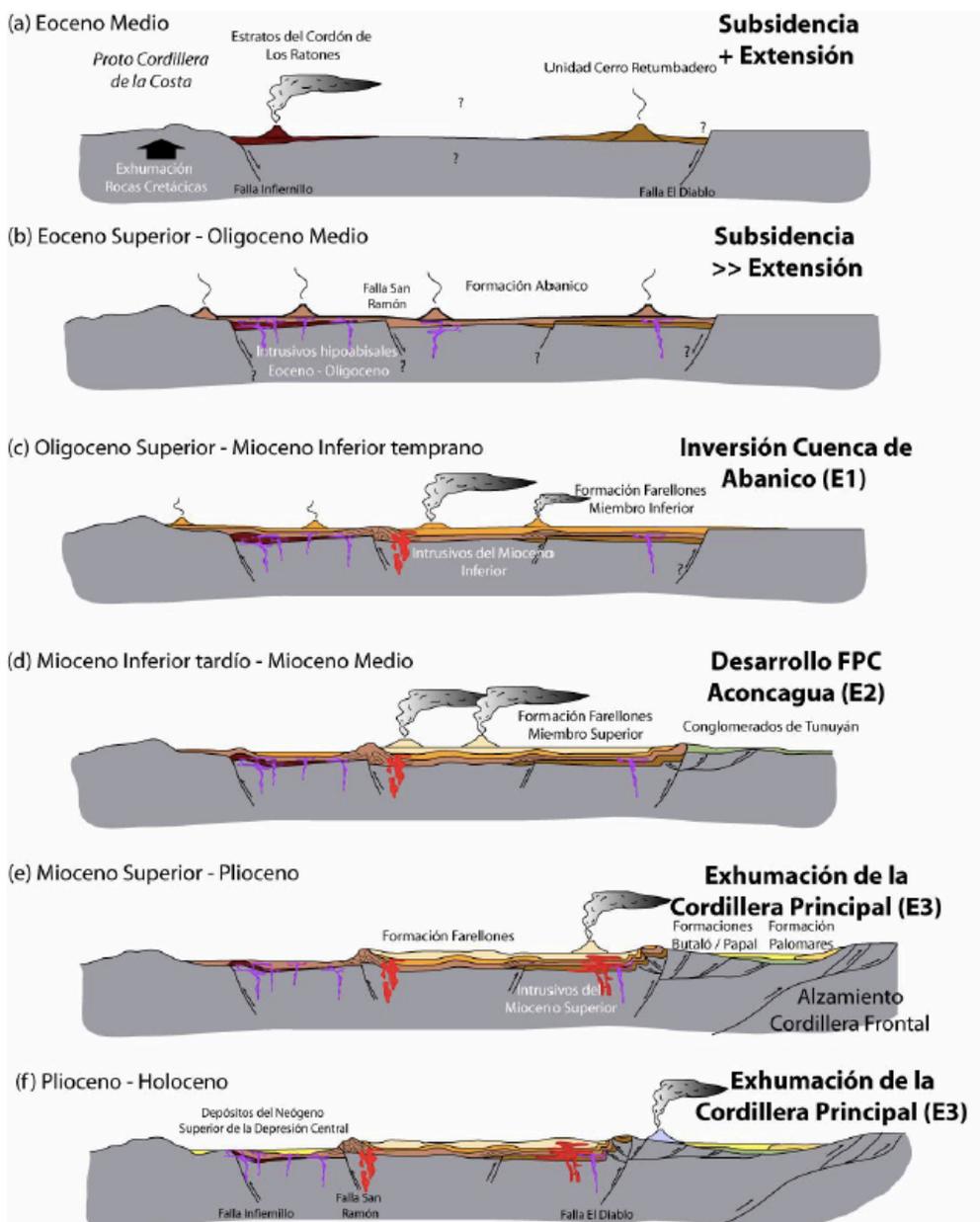


Figura 6. Modelo de evolución paleogeográfica para la zona entre los 33° y 34°S. Tomado de Fock (2005).

- Durante el Eoceno medio se produce un evento de exhumación general de las rocas cretácicas, generando la Proto-cordillera de la Costa. En la parte Este se depositan las unidades volcánico-clásticas Cordón de los Ratones (Eoceno) y Cerro Retumbadero (Eoceno), en una cuenca controlada por las fallas Infiernillo, Cerro Renca, Portezuelo de Chada y El Diablo, las cuales durante este periodo son de cinemática normal (Fock, 2005).
- En el Eoceno superior-Oligoceno se deposita la Formación Abanico e intruyen los cuerpos magmáticos hipabisales del Eoceno superior-Mioceno inferior, en un periodo de subsidencia regional (Fock, 2005).
- Durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior temprano, comienza la inversión de la cuenca en la cual se depositó la Formación Abanico, depositándose al mismo tiempo el miembro inferior de la Formación Farellones. El acortamiento es acomodado en niveles someros de la corteza por pliegues apretados en los bordes de la antigua cuenca de Abanico. Las partes centrales de la cuenca presentan sedimentos sintectónicos asociados a la actividad de fallas ciegas (Fock, 2005).
- Durante el Mioceno inferior tardío - Mioceno medio, continua la inversión de la cuenca de Abanico. Sin embargo, se produce una migración de la deformación hacia el Este, concentrándose en el límite oriental de la cuenca. El engrosamiento cortical prosigue y el arco magmático migra hacia el Este.
- Posteriormente en el periodo Mioceno superior - Holoceno, la deformación se concentra en el límite oriental de la cuenca (Falla El Diablo) y en la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, por medio de la reactivación de fallas inversas, desarrollo de retrocorrimientos y fallas fuera de secuencia en la Cordillera Principal Oriental y Occidental. Durante este periodo se produce el principal evento de alzamiento y exhumación (Fock, 2005).

2.2.5 MARCO SISMOLÓGICO

La mayoría de las características morfológicas regionales en el territorio de Chile Central fueron formadas debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Farías et al., 2010). Como consecuencia de esto se pueden identificar cuatro zonas sismogénicas: la zona sísmica “outer-rise” asociada al esfuerzo del movimiento de flexión de Nazca, la zona sísmica interplaca asociada al movimiento relativo en el contacto de las placas, la zona sísmica intraplaca de profundidad intermedia, dominada por fracturas de tensión en la placa de Nazca, y la zona sísmica

intraplaca superficial en la placa Sudamericana cabalgante a profundidades menores a 30 km (Leyton et al., 2010; García et al., 2018).

La Figura 7 muestra el registro sísmico en Chile Central de 1950 al 2018, considerando terremotos con magnitud de momento mayor a $M_w = 4.0$. La actividad sísmica cortical en la Alta Cordillera de los Andes se correlaciona con variaciones en el ángulo de subducción de la placa de Nazca, que pasa de plana al norte de los 33°S a un ángulo de cerca de 27° hacia el sur (Alvarado et al., 2009; García et al., 2018; Pardo et al., 2002).

Entre las latitudes 33° y 35°S , la actividad sísmica cortical se distribuye principalmente a lo largo del flanco occidental de la cadena montañosa andina. Sin embargo, la mayor actividad se centra en la parte alta de los ríos Maipo y Cachapoal, además hay concentración de actividad en Las Melosas y volcán San José (Barrientos et al., 2004).

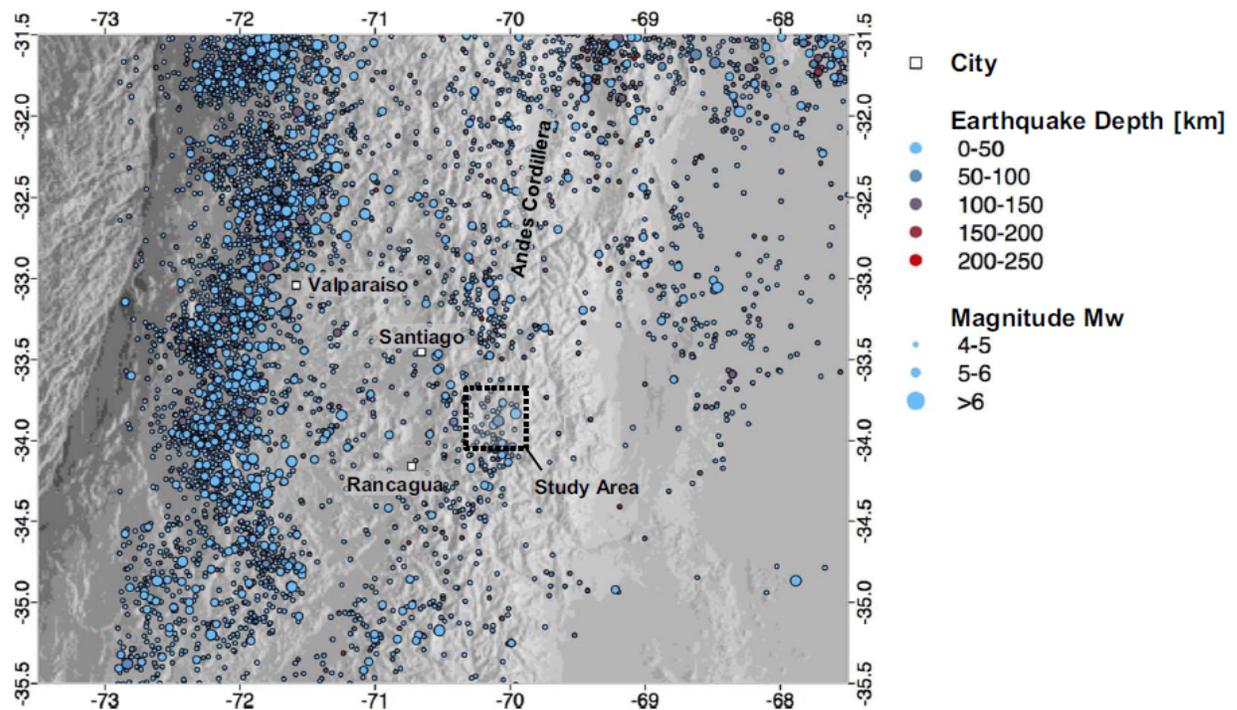


Figura 7. Actividad sísmica registrada en Chile central desde 1950 a 2018. Los datos consideran terremotos con magnitud de momento mayor que $M_w = 4.0$ (datos descargados desde el catálogo de terremotos de la base de datos del USGS <https://earthquake.usgs.gov>). Cuadro negro enmarca la zona de estudio. Tomado de García et al., (2018).

Actividad sísmica histórica ha sido observada en el valle del Maipo en 1850, 1870-1880, 1905 y 1947 (Flores et al., 1960; García et al., 2018). Un ejemplo notable es el sismo conocido como “El Terremoto de Las Melosas”, el cual tuvo una magnitud de momento $M_w = 6.3$, una profundidad

focal cercana a 8 km, y un mecanismo focal de rumbo (Alvarado et al., 2009; García et al., 2018). Este terremoto causó intensidades de hasta 9 en la escala MSK, *peak* de aceleración horizontal del orden de 1g, e intensidades de Arias de alrededor de 11.5 m/s (Sepúlveda et al., 2008; García et al., 2018). Más recientemente, terremotos corticales cerca de la frontera Chile-Argentina fueron registrados en 1987 (Mw= 5.9), 2001 (Mw= 5.1), y 2004 (Mw= 6.5) (Alvarado et al., 2005, 2009; García et al., 2018).

Evaluaciones realizadas por Pérez et al., (2014) confirman que la mayoría de la actividad sísmica está localizada en las cercanías a la frontera entre Chile-Argentina, alineada con el sistema de falla El Fierro, y que la sismicidad cortical tiene un lineamiento N-S, siguiendo una serie de pliegues y fallas que dominan la región (Figura 8) (García et al., 2018).

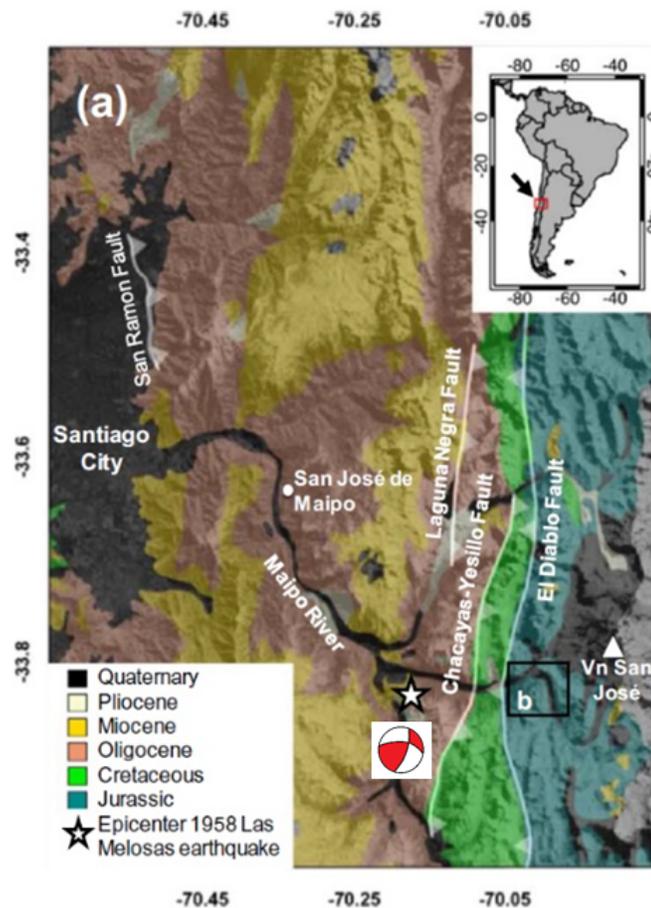


Figura 8. Mapa de ubicación epicentro Terremoto de Las Melosas. Se incluye el mecanismo focal del terremoto. Modificado de García et al., (2018).

3 MARCO TEÓRICO

3.1 INTRODUCCIÓN

El objetivo de este capítulo es definir los conceptos utilizados en este trabajo. A partir de la revisión bibliográfica se hace una recopilación de los términos y procesos involucrados en las remociones en masa. La información mostrada se basa principalmente en PMA-GCA (2007); Agliardi et al., 2001; Agliardi et al., 2012; Hungr et al., 2014; Pánek & Klimeš, 2016 y todas las referencias dentro de estos trabajos.

3.2 REMOCIONES EN MASA

Los fenómenos de remoción en masa o movimientos en masa corresponden a procesos de transporte de material, definidos como procesos de “movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores” (Hauser, 1993). Estos movimientos ladera abajo están fundamentalmente controlados por la gravedad (Cruden, 1991).

3.2.1 CLASIFICACIÓN DE REMOCIONES EN MASA

Numerosos autores desarrollaron clasificaciones para las remociones en masa, la mayoría de ellas se basa en el tipo de material involucrado, los mecanismos del movimiento, grado de deformación y el grado de saturación. Las clasificaciones de remociones en masa de Varnes (1958, 1978) y Hutchinson (1968, 1988) son hoy en día ampliamente usadas y aceptadas.

Varnes (1958, 1978) emplea como criterio principal de clasificación, el tipo de movimiento y, en segundo lugar, el tipo de material. De este modo divide las remociones en masa en cinco tipos: caídas de roca, deslizamientos, flujos, volcamiento (*toppling*) y extensiones laterales. Una actualización sugerida a esta clasificación es la realizada por Hungr et al., (2014) quienes, entre otros aspectos, agregan un sexto tipo de movimiento llamado “deformaciones de ladera” (*slope deformation*) (Figura 9) que, para materiales rocosos incluye deformación de ladera rocosa y deformación de ladera de montaña.

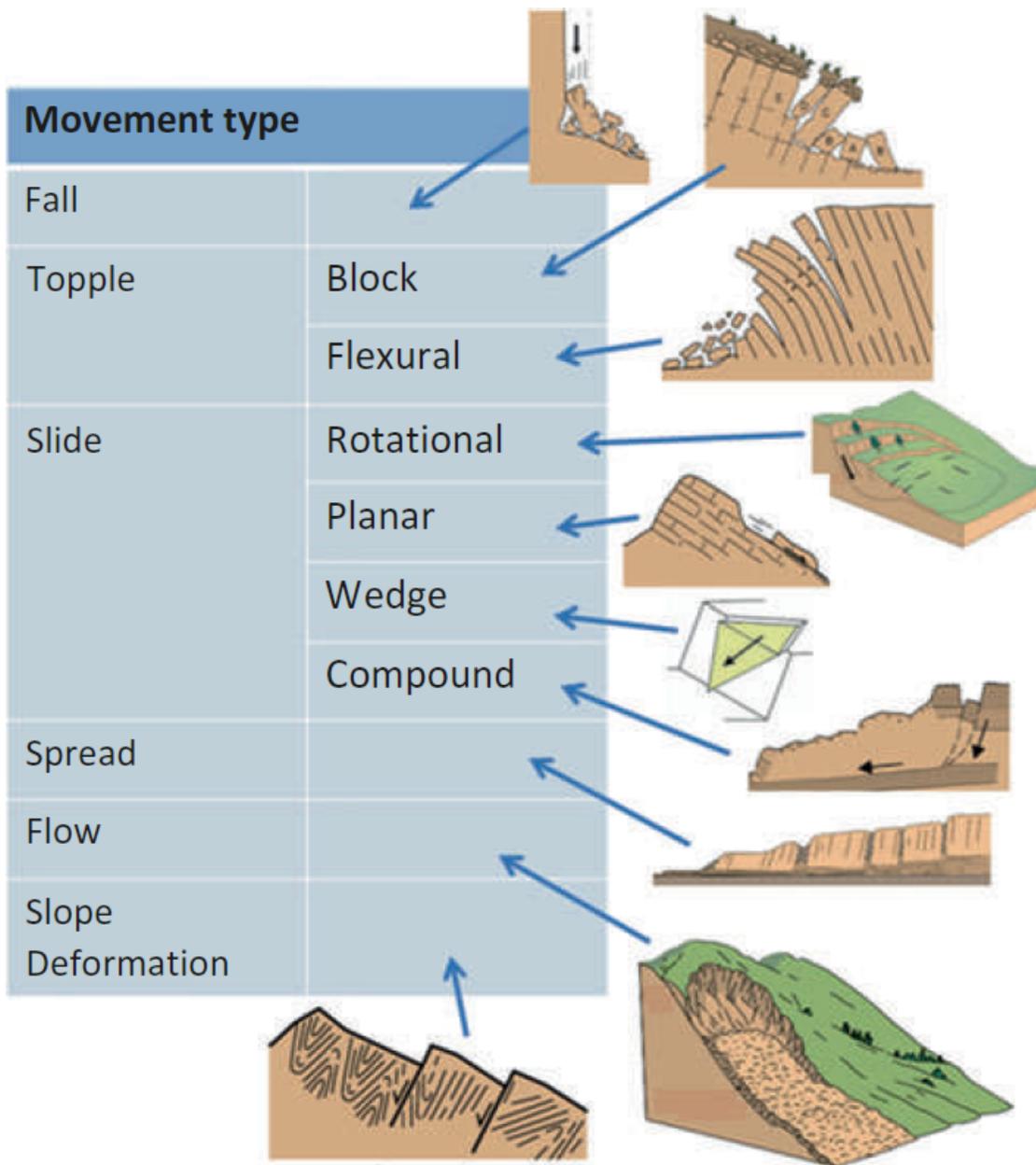


Figura 9. Diagrama de clasificación de remociones en masa. Tomado de Hermanns (2018).

Caídas de roca (*Fall*)

La caída es un tipo de movimiento en masa en el cual uno o varios bloques de suelo o roca se desprenden de una ladera (Figura 10), sin que a lo largo de esta superficie ocurra desplazamiento cortante apreciable. Una vez desprendido, el material cae desplazándose principalmente por el aire, pudiendo efectuar golpes, rebotes y rodamiento en la ladera (Varnes, 1978). El movimiento es muy

rápido a extremadamente rápido (Cruden & Varnes, 1996), es decir con velocidades mayores a 5×10^1 mm/s. El estudio de casos históricos ha mostrado que las velocidades alcanzadas por las caídas de rocas pueden exceder los 100 m/s. (Extraído de PMA-GCA, 2007).

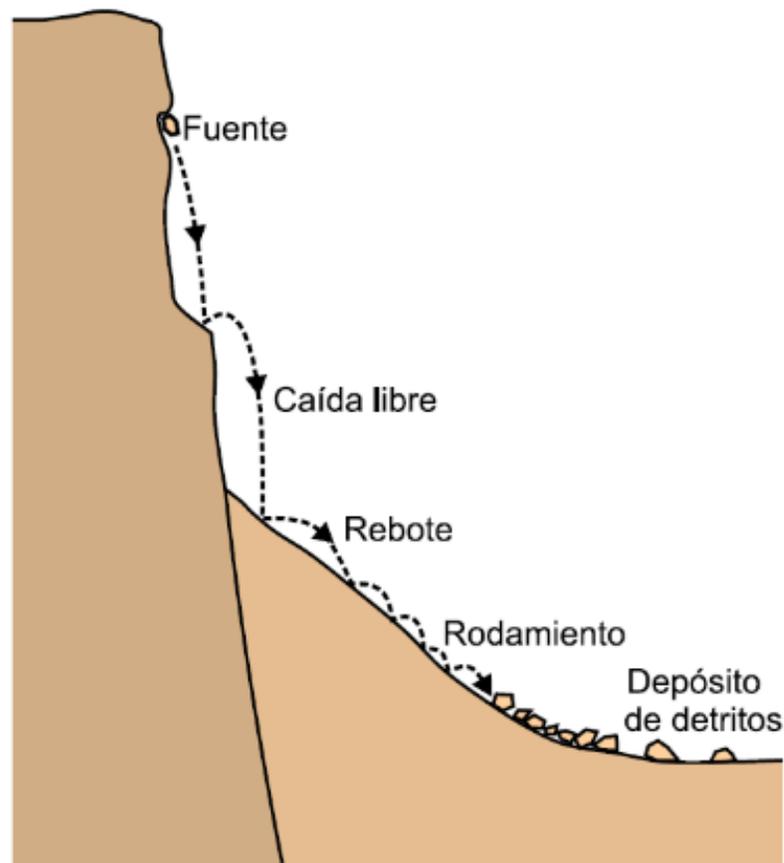


Figura 10. Esquema de caída de rocas. Tomado de PMA-GCA (2007).

Volcamiento (*Toppling*)

Se denomina volcamiento a un tipo de remoción en masa en el cual hay una rotación generalmente hacia delante de uno o varios bloques de suelo o roca, alrededor de un punto o pivote de giro en su parte inferior (PMA-GCA, 2007). Este movimiento ocurre por efecto de la gravedad, por empuje de las unidades adyacentes o por la presión de fluidos en fracturas (Varnes, 1978). El volcamiento puede ser en bloque, flexional (o flexural) y flexional del macizo rocoso como se describe a continuación.

De acuerdo con Goodman & Bray (1976) se puede diferenciar volcamiento de bloques, de volcamiento flexural. El primero involucra roca relativamente competente, donde el fallamiento ocurre por pérdida de estabilidad y rotación de uno o varios bloques a partir de un punto en su base (Figura 11 a y b). El volcamiento de bloques es controlado por una orientación específica de discontinuidades y generalmente asociado a altas velocidades. El volcamiento o vuelco flexural, en cambio, involucra roca más frágil y densamente diaclasada; el fallamiento ocurre por el doblamiento de columnas de roca delgadas. Los movimientos para este caso pueden ser lentos y graduales (Figura 11c).

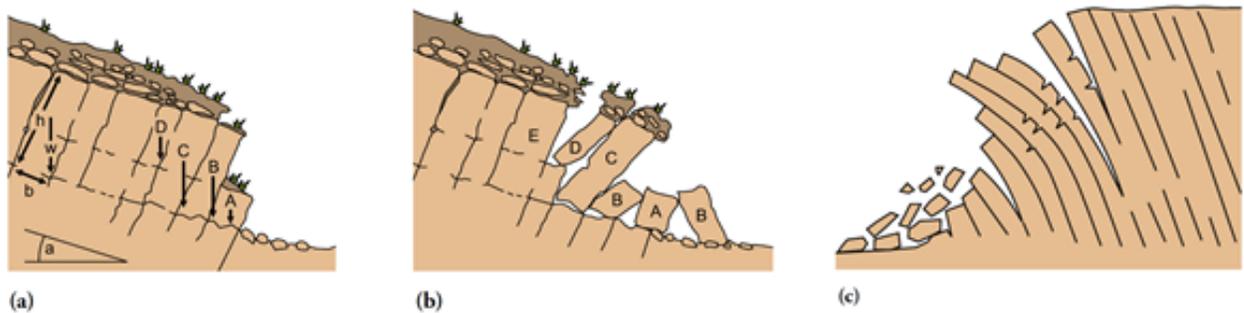


Figura 11. (a) y (b) Diagramas de volcamiento en bloque (Varnes, 1976) y (c) Esquema de vuelco por flexión según Corominas y Yagué (1997). Tomado de PMA-GCA, (2007)

El vuelco flexural del macizo rocoso es un movimiento de ladera a gran escala que involucra deformación flexural gradual de estratos densamente diaclasados, con buzamientos altos, usualmente en rocas metamórficas como esquistos o filitas (Nichol et al., 2002). Los vuelcos flexurales son con frecuencia dúctiles, el movimiento es evidente y se auto-estabiliza, sin embargo, pueden conducir al desarrollo de un movimiento rotacional al formarse un plano de ruptura a lo largo de la superficie de bisagra del vuelco (Figura 12a y b). Este último tipo es denominado cabeceo por Corominas (1989) (PMA-GCA, 2007).

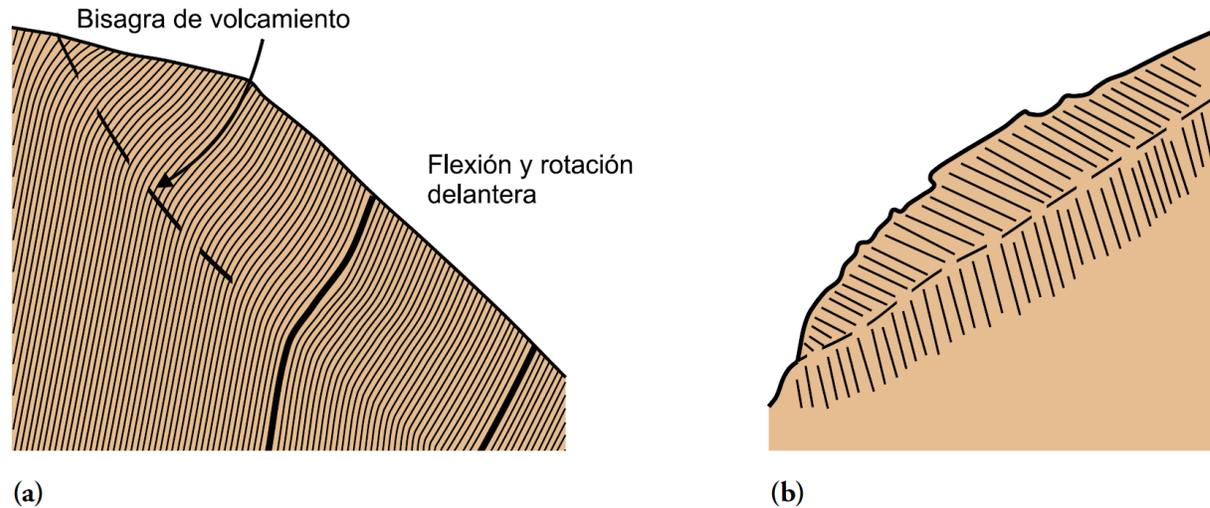


Figura 12. (a) Esquema de vuelco del macizo rocoso según Nichol et al., (2002) y (b) Esquema del movimiento denominado cabeceo por Corominas (1989). Tomado de PMA-GCA (2007).

Deslizamiento (*Slide*)

Es un movimiento ladera abajo de una masa de suelo o roca cuyo desplazamiento ocurre predominantemente a lo largo de una superficie de falla, o de una delgada zona en donde ocurre una gran deformación cortante (PMA-GCA, 2007).

En el sistema de Varnes (1978), se clasifican los deslizamientos según la forma de la superficie de falla por la cual se desplaza el material, en traslacionales y rotacionales. Los deslizamientos traslacionales a su vez pueden ser planares o en cuña. Sin embargo, las superficies de rotura de movimientos en masa son generalmente más complejas que las de los tipos anteriores, pues pueden consistir en varios segmentos planares y curvos, caso en el cual se hablará de deslizamientos compuestos (Hutchinson, 1988) (Extraído de PMA-GCA, 2007).

Deslizamiento traslacional (*Translational slide*)

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 rocas y 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

buzamiento hacia esta con un ángulo mayor que el ángulo de fricción (Hoek & Bray, 1981; PMA-GCA, 2007).

En los casos en que la traslación se realiza a través de un solo plano se denomina deslizamiento planar (Hoek & Bray, 1981) (Figura 13a y b). El deslizamiento en cuña (*wedge slide*), es un tipo de movimiento en el cual el cuerpo del deslizamiento está delimitado por dos planos de discontinuidad que se intersectan entre si e intersectan la cara de la ladera o talud, por lo que el cuerpo se desplaza bien siguiendo la dirección de la línea de intersección de ambos planos, o el buzamiento de uno de ellos (Figura 13b) (PMA-GCA, 2007).

La velocidad de los movimientos traslacionales puede variar desde rápida a extremadamente rápida (PMA-GCA, 2007).

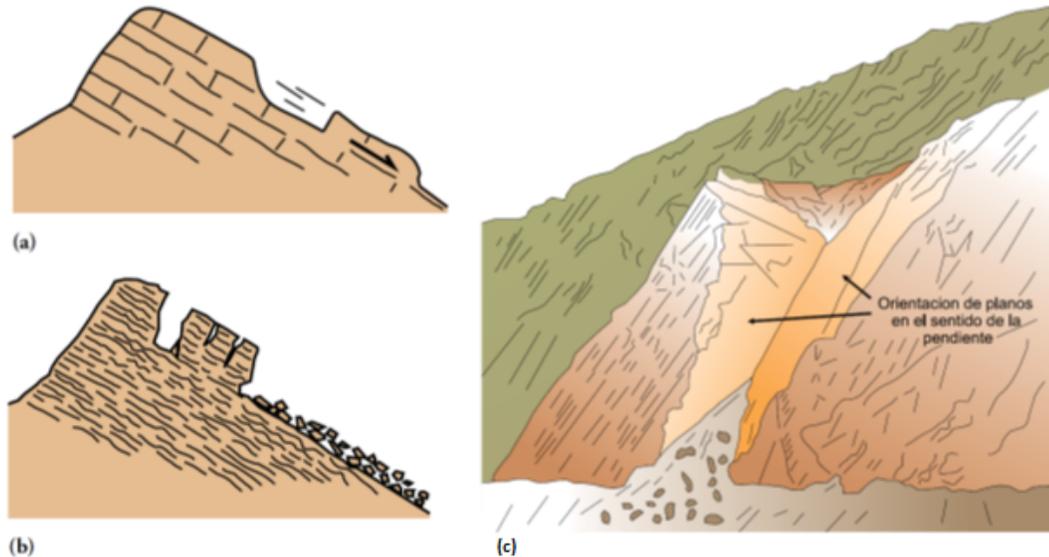


Figura 13. (a) y (b) Esquema de deslizamientos planares (b) Esquema de deslizamiento en cuña. Tomado de PMA-GCA, (2007).

Deslizamiento rotacional (*Rotational slide, 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 (Figura 14). 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 arcillas sensitivas.

Los deslizamientos rotacionales pueden ocurrir lenta a rápidamente, con velocidades menores a 1m/s (PMA-GCA, 2007).

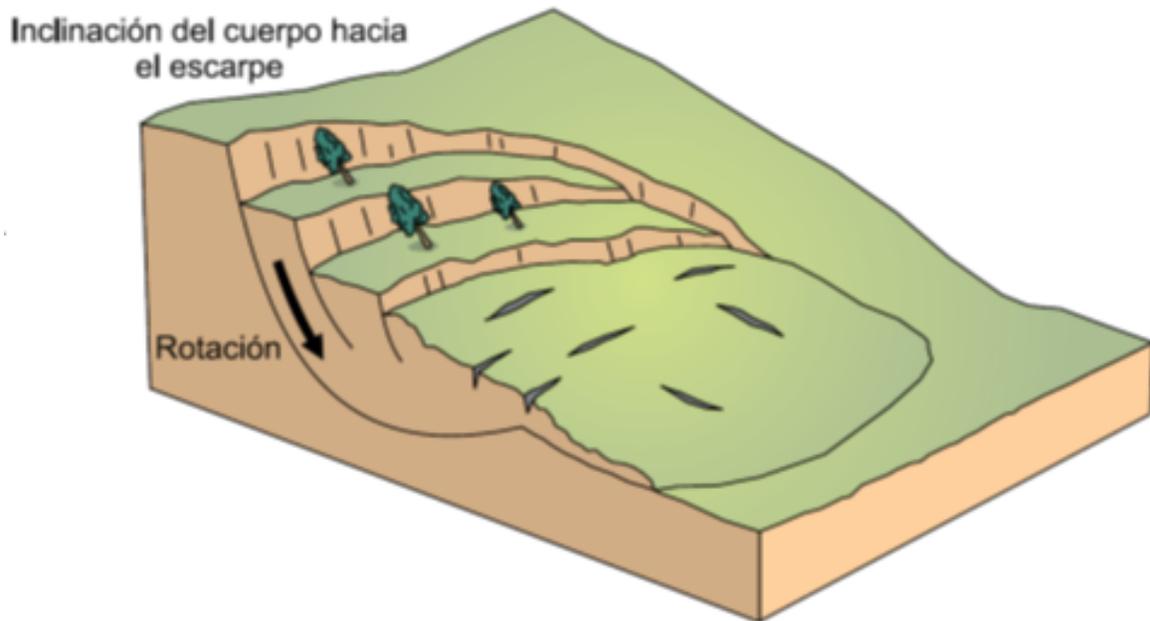


Figura 14. Esquema de un deslizamiento rotacional mostrando los rasgos morfológicos característicos. Tomado de PMA-GCA, (2007).

Deslizamiento compuesto (*Compound slide*)

Algunos deslizamientos tienen superficies de falla que no son rotacionales ni planares. Este tipo de deslizamiento es denominado por Hutchinson (1988) Deslizamiento Compuesto. La superficie de rotura 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 cizalle interna significativa en el cuerpo del deslizamiento (Hutchinson, 1988; PMA-GCA, 2007).

Los deslizamientos compuestos usualmente presentan un control estructural resultando en superficies de ruptura irregulares de variada complejidad. El tipo más común de deslizamiento compuesto incluye movimiento rotacional a lo largo de un escarpe principal seguido de un

deslizamiento a lo largo de una superficie de debilidad casi horizontal, usualmente paralela en rocas estratificadas. 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 (Figura 15) (PMA-GCA, 2007).

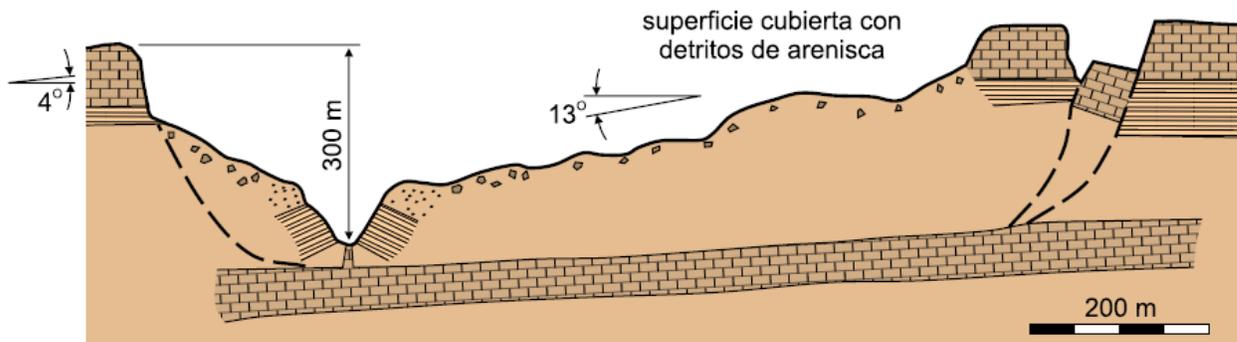


Figura 15. Ejemplo de deslizamiento compuesto. Tomado de PMA-GCA, (2007).

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 las cuales la resistencia al deslizamiento radica en las propiedades de la superficie de ruptura.

Extensiones laterales (*Lateral spreading*)

La propagación o extensión lateral es un tipo de movimiento en masa cuyo desplazamiento ocurre predominantemente por deformación interna (expansión) del material. La mayoría de los deslizamientos y los flujos involucran algún grado de expansión. Las propagaciones laterales pueden considerarse como la etapa final de una serie de movimientos donde la deformación interna predomina sobre los otros mecanismos de desplazamiento como los que operan en el deslizamiento o el flujo (PMA-GCA, 2007).

Varnes (1978) distingue dos tipos de extensiones, uno en que el movimiento afecta a todo el material sin notarse la zona basal de cizalle, típico de masas rocosas, y otro que ocurre en suelos cohesivos que sobreyacen a materiales que han sufrido licuefacción o a materiales en flujo plástico.

Las extensiones laterales pueden desarrollarse y evidenciar deformación plástica de materiales frágiles bajo el peso de una unidad competente (Figura 12). Algunos autores señalan que hay una relación continua entre deslizamiento y expansiones laterales, dependiendo de la importancia de la

deformación interna. De esta forma de acuerdo con Hutchinson (1988) muchos casos de extensiones laterales podrían incluirse dentro de la categoría de deslizamientos compuestos (Extraído de PMA-GCA, 2007).

Debe hacerse una distinción importante entre las extensiones laterales lentas como las que ocurren en estratos rocosos gruesos que sobreyacen a materiales blandos, y las que involucran licuación de materiales sensibles tales como arenas saturadas de densidad relativa baja a media o limos y arcillas sensitivas. En las primeras el estrato competente superior puede fracturarse y separarse en bloques o losas; el material blando inferior fluye hacia las grietas entre los bloques (Figura 16a y b) y así el movimiento de estos es extremadamente lento. Las segundas, usualmente inducidas por terremotos, son extremadamente rápidas y peligrosas (Figura 12c) (PMA-GCA, 2007).

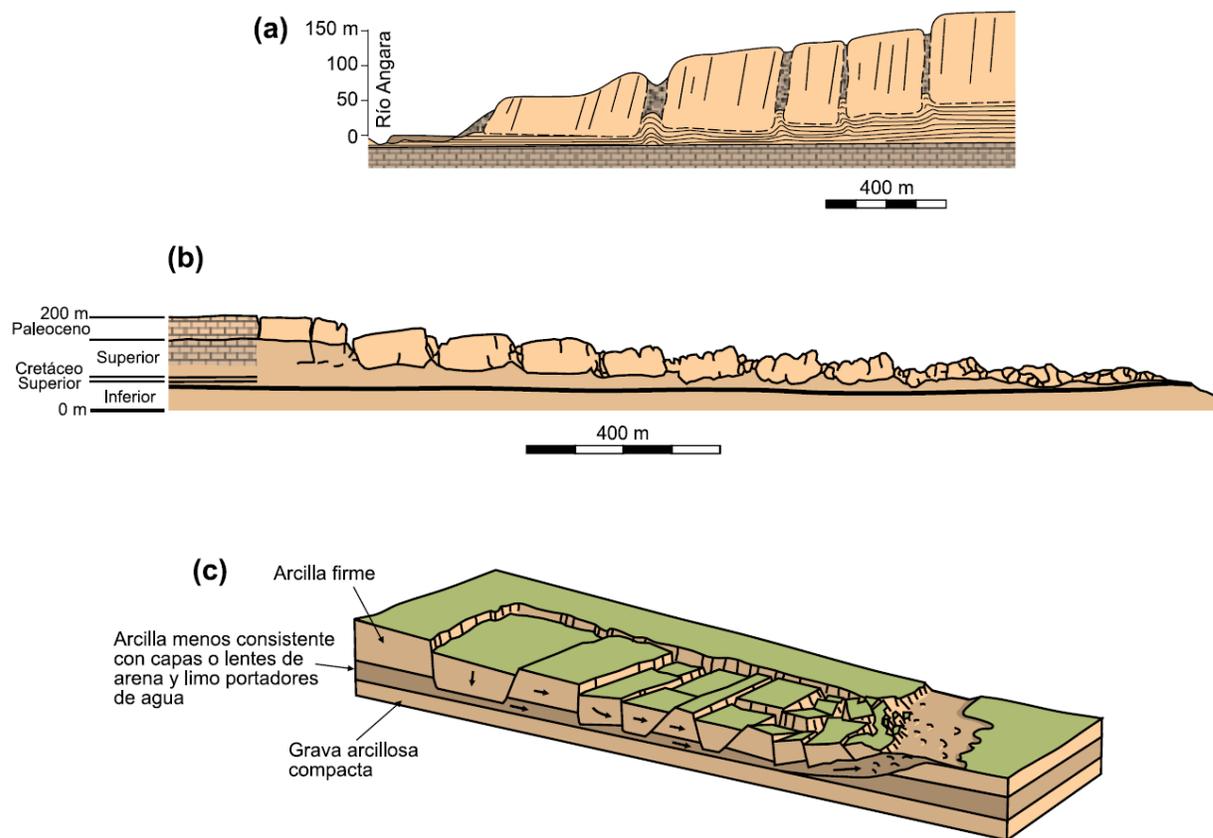


Figura 16. Esquemas de expansiones laterales, según Varnes (1978). Tomado de PMA-GCA, (2007).

Flujo (*Flow*)

Es un tipo de movimiento en masa que durante su desplazamiento exhibe un comportamiento semejante al de un fluido; puede ser rápido o lento saturado o seco. En muchos casos se originan a partir de otro tipo de movimiento, ya sea un deslizamiento o una caída (Varnes, 1978).

Hungr et al., (2001), clasifica los flujos de acuerdo con el tipo y propiedades del material involucrado, la humedad, la velocidad, confinamiento lateral y otras características que los hacen distinguibles.

Los flujos se pueden clasificar según Varnes (1978), Hungr et al., (2001) y Hungr et al., (2005) en: flujos secos, flujo de detritos, crecida de detritos, flujo de lodo, flujo de tierra, deslizamiento por flujo, avalancha de detritos, y avalancha de rocas. La Figura 17 muestra un esquema simplificado de un flujo.

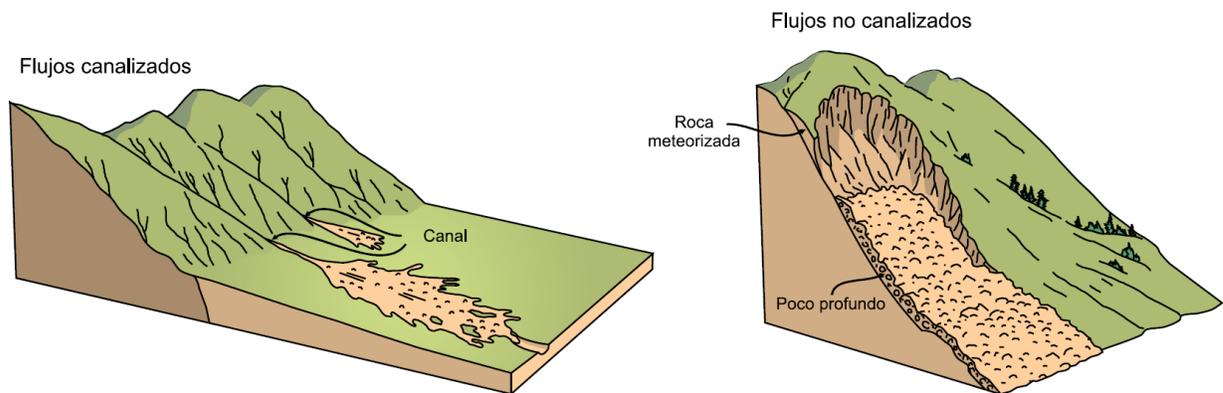


Figura 17. Esquema de flujos canalizados y no canalizados, según Cruden & Varnes (1996). Tomado de PMA-GCA, (2007).

Deformaciones de ladera (*Slope deformation*)

Estos movimientos de ladera se pueden dividir en “deformación de ladera de roca” y “deformación de ladera de montaña”. La diferencia entre estos subtipos es la escala, donde el primero ocurre solo en laderas cuyo alto varía entre decenas y cientos de metros, y que son compuestas de roca débil. Mientras que la deformación de ladera de montaña corresponde a una deformación gravitacional de gran escala en laderas empinadas. La manifestación de la deformación está dada por la presencia de escapes, terrazas, grietas, trincheras y protuberancias, pero carencia de una superficie de ruptura completamente definida (Hungr et al., 2014).

Las tasas de movimientos asociadas a estos fenómenos son extremadamente lentas o inmensurables (Hungar et al., 2014).

3.3 DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL PROFUNDA DE LADERAS (DSGSD)

A continuación, se describirán con detalle las deformaciones gravitacionales profundas de ladera (*Deep seated gravitational slope deformation*, DSGSD por su sigla en inglés). Este grupo de deformaciones no se encuentra explícitamente definida como una categoría individual dentro de las clasificaciones de remociones en masa (e.g., Cruden & Varnes, 1996; Hungar et al., 2014).

Numerosas publicaciones han descrito una amplia variedad de fenómenos que corresponden a deformaciones gravitacionales profundas de laderas, por ejemplo: expansiones de roca (Jahn, 1965; Beck, 1968), hundimiento (Zischinsky, 1966; Agliardi et al., 2009a), flujo de roca (Varnes, 1978), reptación profunda (Ter-Stepanian, 1966) y reptación de macizo rocoso (Chigira, 1992).

3.3.1 Definiciones

Deformación gravitacional profunda de ladera (DSGSD, en adelante) es un término no genético para referirse a características específicas de los movimientos de macizo rocoso, que ocurren en laderas montañosas de alto relieve, usualmente con desnivel mayor a 1.000m (Agliardi et al., 2012).

La deformación puede ocurrir en modos extensionales, de cizalle o mixto, a bajas tasas de movimiento (mm/año) durante largos periodos de tiempo (Pánek & Klimeš, 2016).

Las DSGSDs alcanzan espesores considerables (usualmente cientos de metros o más) y a menudo carecen de bordes definidos (Agliardi et al., 2001, 2012; Crosta et al., 2013; Pánek & Klimeš, 2016). De acuerdo con Dramis & Sorriso-Valvo, (1994) la ausencia de una superficie de deslizamiento continua es una característica diagnóstica. Sin embargo, autores como Agliardi et al. (2001) destacan que algunas DSGSDs en los Alpes italianos contienen superficies basales de deslizamiento bien definidas, este último postulado también es sostenido por estudios realizados en base a modelamientos numéricos (e.g., Bachmann et al., 2009; Agliardi et al., 2009b).

En la mayoría de los casos, las DSGSDs se desarrollan dentro de rocas altamente anisotrópicas y están controladas por estructuras heredadas, como fallas, ejes de pliegues, planos de estratificación, y foliaciones (Agliardi et al., 2001, 2009b, Pánek et al., 2011a).

Dentro de las características morfoestructurales diagnósticas que pueden indicar la existencia de una DSGSD se pueden destacar: crestas dobles (*double ridges*), trincheras (*trenches*), grietas de

tensión (*tension cracks*), escarpes cuesta arriba o contraescarpes (*uphill-facing scarps or counter scarps*) y bloques hundidos en la parte superior y media de las laderas. Además, se pueden encontrar pliegues por pandeo (*buckling folds*), combamiento en el pie de ladera, mayor fracturamiento y remociones en masa secundarias (e.g., deslizamientos y caídas de roca) en la zona media y baja de las laderas (Agliardi et al., 2001; Pánek & Klimeš, 2016) (Figura 18).

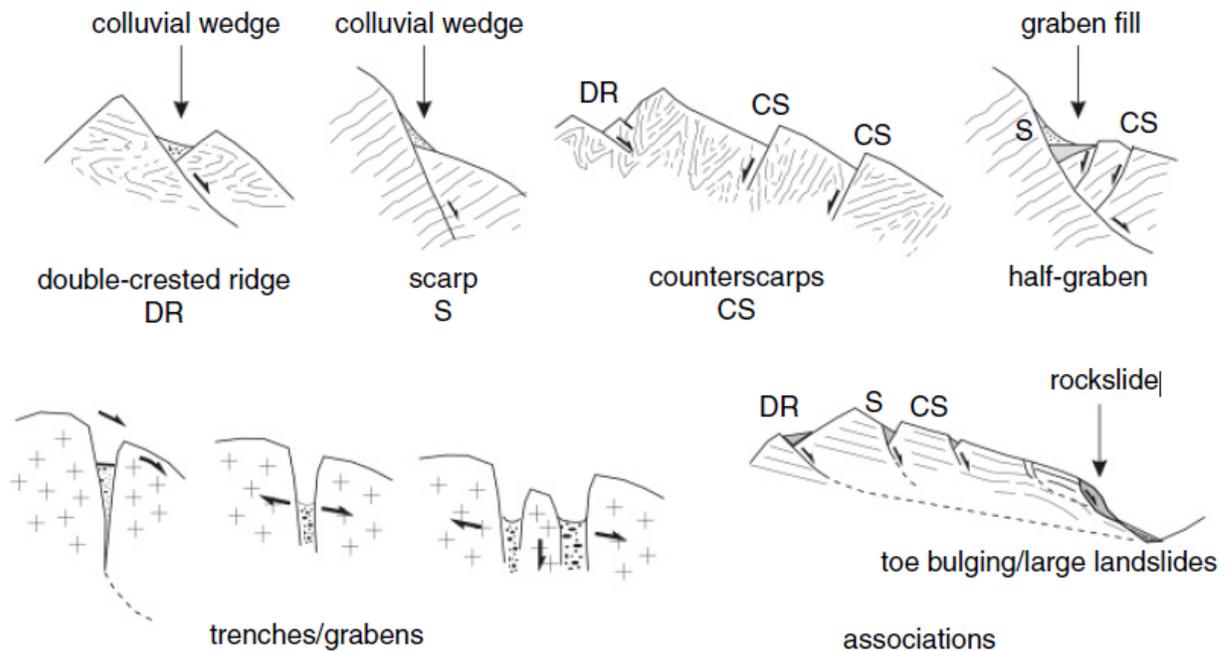


Figura 18. Características morfoestructurales diagnósticas del fenómeno de deformación gravitacional profunda de laderas (DSGSD). Significado cinemático relacionado y asociaciones típicas. (DR: cresta doble; S: escarpe; CS: Contraescarpe). Tomado de Agliardi et al., (2012).

En este trabajo también se usarán las siguientes definiciones referentes a estructuras geomorfológicas diagnósticas de DSGSD, extraídas de Agliardi et al., (2001).

Escarpe (Scarp): Expresión morfológica de colapso ladera abajo o superficie principal de ruptura con un movimiento descendente (“S” en Figura 18).

Contraescarpe (Counterscarp): Evidencia superficial de una superficie buzante ladera arriba (“CS” en Figura 18), que se presenta sola o antitética a un escarpe mayor (S) con movimiento ascendente.

Trinchera (Trench): Corte profundo de forma lineal, expresión de apertura extensional de una superficie buzante vertical o ladera abajo (*trenches/grabens* en Figura 18).

3.3.2 Mecanismos y tipos de DSGSD

Desde un punto de vista genético y cinemático, las DSGSDs incluyen una variedad relativamente amplia de deformaciones de ladera (Pánek & Klimeš, 2016). Agliardi et al., (2012) muestran una extensa revisión de los mecanismos de deformación, los cuales forman un continuo desde mecanismos dominados por la resistencia del macizo rocoso hasta mecanismos controlados predominantemente por las estructuras.

En este trabajo se describirán principalmente los *sackungen* o “hundimientos de crestas de montaña”, que son una de las deformaciones gravitacionales profundas más comunes. En la Figura 19 se puede observar un diagrama propuesto para la comprensión de los procesos asociados.

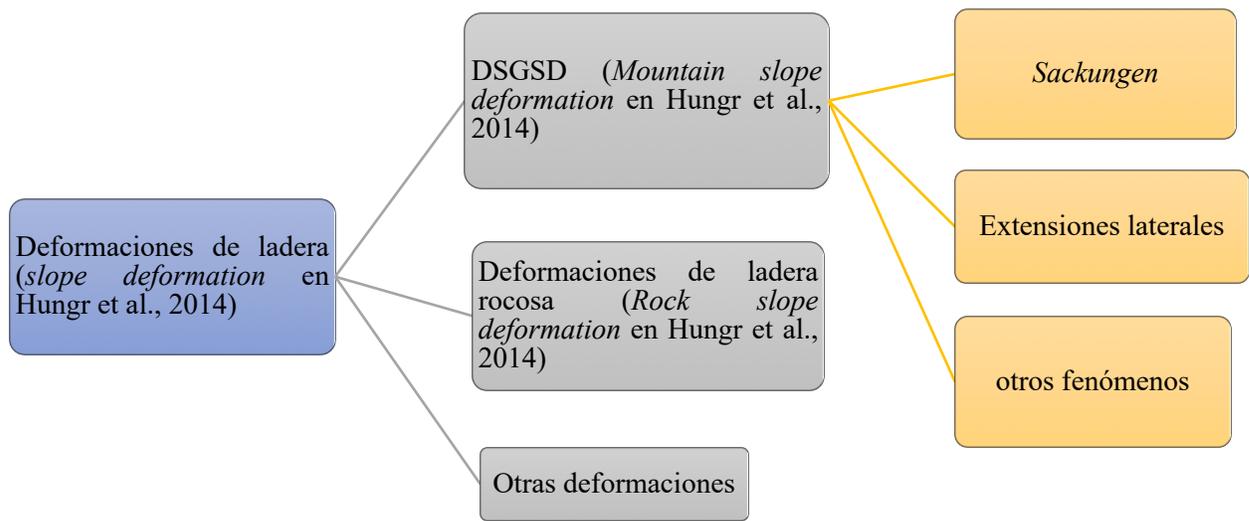


Figura 19. Diagrama propuesto de clasificación de deformaciones de ladera. Basado en Agliardi et al., (2001; 2012); Hungr et al., (2014); Pánek & Klimeš (2016).

Sackungen

Sackungen, i.e. hundimientos de crestas de montaña o flujo de roca (Cruden & Varnes, 1996; Dikau et al., 1996), son deformaciones que provocan el hundimiento de un macizo rocoso como mecanismo de reajuste de esfuerzos, generando una disminución progresiva de la elevación de las laderas y crestas. Este tipo de deformación involucra predominantemente rocas estratificadas metamórficas, ígneas y sedimentarias en zonas montañosas (Agliardi et al., 2012). Las estructuras

características, además de las descritas previamente para las DSGSD, incluyen sistemas de fallas gravitacionales que mantean fuertemente hacia la ladera o sets de fallas predominantemente sintéticas que mantean en la misma dirección que la ladera principal (Pánek & Klimeš, 2016).

Varios factores gatillantes han sido propuestos para el inicio de *sackungen*. La interacción entre esfuerzos topográficos y tectónicos en macizos rocosos tanto isótropos como anisótropos puede inducir concentración de esfuerzos de cizalle a los pies de las laderas y daño tensional extensivo a lo largo de las crestas (Varnes et al., 1989; Miller & Dunne, 1996; Kinakin & Stead, 2005; Ambrosi & Crosta, 2011; Agliardi et al., 2012). En zonas de alta montaña, la deglaciación de valles sobreempinados erosionados por acción glaciaria, puede causar una liberación de la carga y por ende la formación de superficies de rotura y reactivación de fracturas preexistentes (Agliardi et al., 2001)

Algunos autores proponen que la carga dinámica generada durante terremotos es un agente gatillador común de comienzo (Jibson et al., 2004) o aceleración (Moro et al., 2007) de *sackungen*, lo cual en parte explica la abundancia de estos a lo largo de fallas activas (Pánek & Klimeš, 2016).

Algunos estudios muestran que *sackungen* también puede originarse por subsidencia de terreno luego de karstificación en áreas con unidades de caliza (Pánek et al., 2009b; Apuani & Corazzato, 2009; Lenti et al., 2012), o por disolución de evaporitas en profundidad (Gutiérrez et al., 2012a; Carbonel et al., 2013; Pánek & Klimeš, 2016).

Modos de deformación

Los principales modos de deformación que forman las estructuras geomorfológicas típicas de los *sackungen* son tres: (a) Flexura diferencial ladera abajo de rocas afectadas por planos de discontinuidad de alto manteo hacia la ladera. (b) Volcamiento flexural de placas de roca definidas por diaclasas con manteo hacia la ladera. (c) Desplazamiento en fallas normales que mantean hacia la ladera. El deslizamiento en estas estructuras produce expansión de los flancos de la cresta (laderas) y subsidencia en la cresta. Este mecanismo, actuando solo o en combinación con volcamiento, es probablemente el único que provee una explicación más precisa para la mayoría de los *sackungen* documentados en la literatura (Gutiérrez et al., 2008).

Profundidad de la deformación

Algunos autores consideran que los planos de falla de una deformación *sackungen* son acomodados en profundidad por deformación continua de reptación (Mahr, 1977). Otros autores proponen que estos planos se unen con superficies profundas de deslizamiento bien definidas, formando parte de un deslizamiento “normal” (Beck, 1968; Agliardi et al., 2001; Johnson & Cotton, 2005). Algunos

investigadores infieren su conexión y relación genética con fallas tectónicas activas (e.g., Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Kellog, 2004). Probablemente existe un espectro de deformaciones entre estos tres miembros, los cuales pueden ser representados por los vértices de un triángulo (Figura 20) (Gutiérrez et al., 2008).

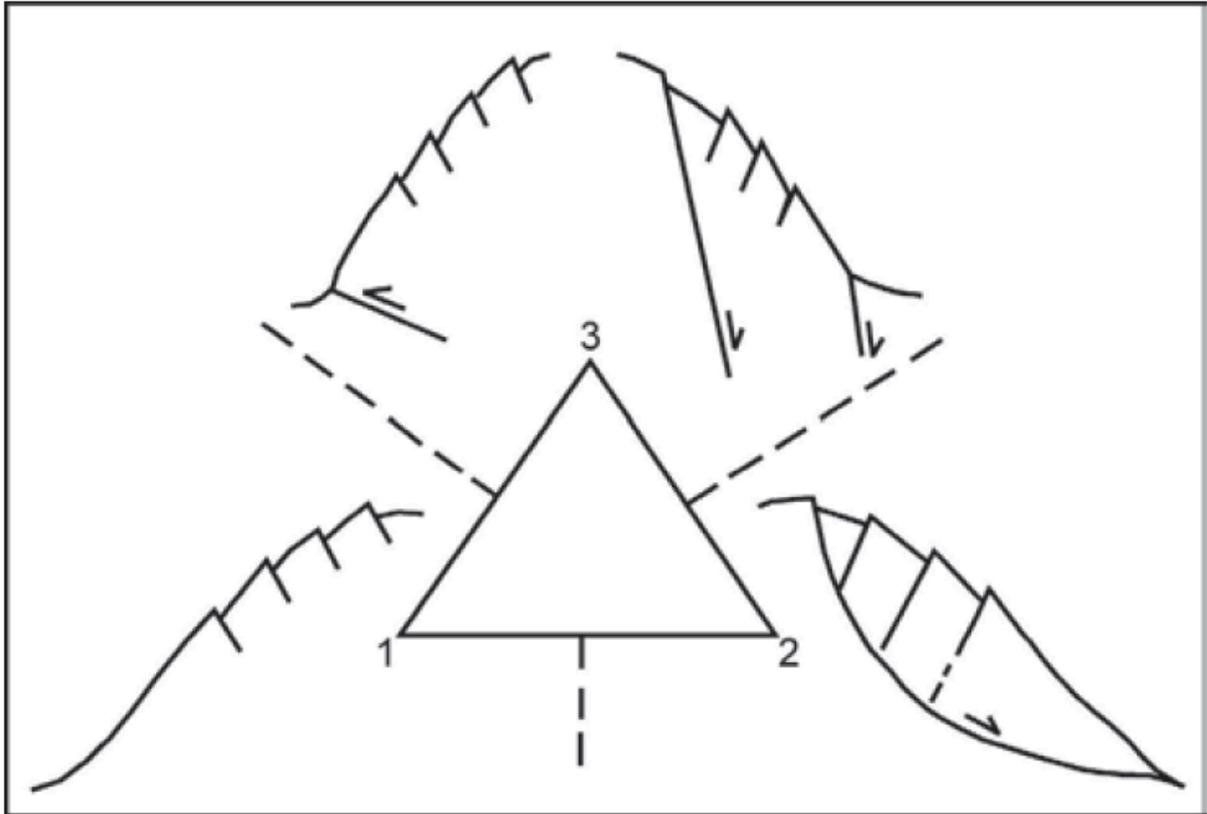


Figura 20. Diagrama ternario ilustrando los tres miembros extremos de laderas con deformación sackungen. (1) planos de fallamiento que gradúan en profundidad hacia una zona de deformación continua. (2) Fallas antitéticas conectadas a una superficie profunda de deslizamiento. Estos dos extremos pueden representar una gradación temporal. (3) Fallamiento secundario que forma sackungen debido a ruptura en fallas tectónicas.

De acuerdo con modelos numéricos de Ambrosi & Crosta (2011), la profundidad, extensión y forma de la zona de cizalle está controlada por la orientación de los planos de anisotropía. En términos generales la profundidad puede variar desde los 50-100m hasta más de 200m dependiendo del relieve de la ladera y de los esfuerzos horizontales y verticales *in-situ*. En casos especiales se pueden encontrar profundidades mucho mayores (Ambrosi & Crosta, 2011).

Régimen de desplazamiento

Tres regímenes principales pueden ser sugeridos para los planos de falla; reptación lenta y continua, episodios de desplazamiento rápido, y reptación gradual puntuado por eventos discretos de desplazamiento.

4 METODOLOGÍA

4.1 TRABAJO DE GABINETE

El trabajo de gabinete se centró en la localización espacial de las estructuras geomorfológicas presentes en la zona de estudio y su relación con las unidades geológicas. En la Figura 21 se muestra una imagen satelital de *Google Earth* de la zona de estudio, el cual se usó de base para el mapeo de las estructuras geomorfológicas.

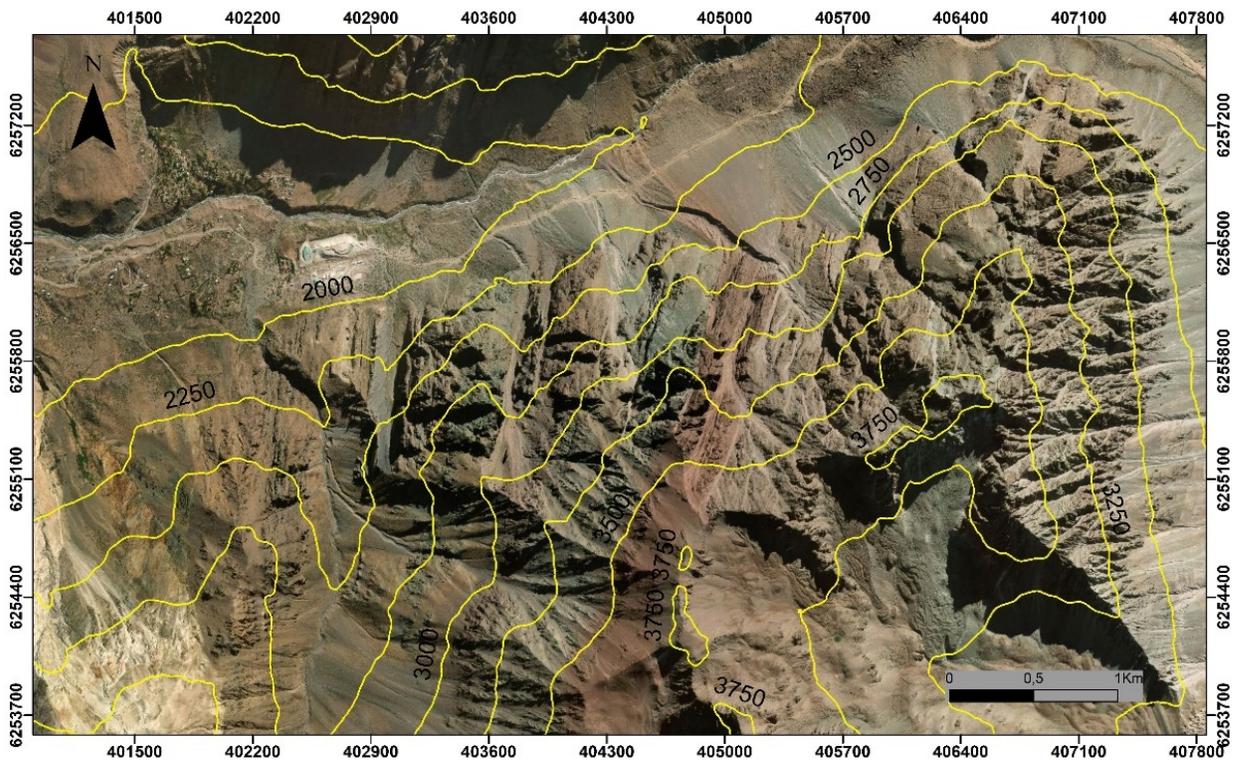


Figura 21. Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio utilizada como base para el mapeo de estructuras geomorfológicas.

Se trabajó además con un modelo de elevación digital (*DEM*) para obtener un mapa de pendientes, un mapa de aspecto y perfiles topográficos de la ladera de estudio. Se calculó la pendiente promedio en la ladera y la variación de altitud entre el valle del río Volcán y la parte superior de la ladera de

estudio. Esta información fue utilizada para evaluar la posible influencia de estos parámetros en la deformación de la ladera, y para comparar con la literatura revisada.

4.2 TRABAJO DE TERRENO

Se realizaron 4 campañas de terreno con objetivo de tomar fotografías, realizar descripción de afloramientos y tomar datos estructurales en las zonas más accesibles. Se trabajó en un total de 9 sitios para tomar datos de terreno y fotografías. En la Figura 22 se pueden observar todos los lugares visitados en terreno. El punto (A) corresponde al sitio de afloramiento cercano a la yesera de Lo Valdés (Figuras 37, 38 y 39), en este lugar se observaron las estructuras geomorfológicas y depósitos no estratificados. Además, se midió rumbo y manteo de estructuras y diaclasas principales. En el punto (B) se encuentra el afloramiento conocido como “Placa Verde”, mostrado en la Figura 44 y 45, donde se observaron las estructuras, se estimó alto y largo de estas, se midió la orientación de cada estructura y finalmente se fotografió sectores de interés. El punto (C) se ubica en el sector conocido como “Cumbre Placa Verde” a 400m sobre el suelo. Desde este punto se midió la orientación de la estructura y se estimó su largo y altura. El punto (D) representa la ubicación aproximada desde donde se tomó la fotografía mostrada en la Figura 29 y 30. Desde el punto (E) ubicado en el sector conocido como “Placa Gris”, se tomó en dirección Este la fotografía que se muestra en la Figura 42 y 43. El punto (F) corresponde a la cumbre del sector conocido como “Gran Placa”, desde este punto se tomaron hacia el Este las fotografías que se muestran en las Figuras 40 y 41. El punto (G) situado cerca de la localidad de Baños Morales desde donde se tomó la fotografía mostrada en la Figura 31 y 32. Desde una ubicación cercana al punto (H), camino hacia Baños Colina se tomó la fotografía mostrada en la Figura 50 y se tomaron observaciones del afloramiento. El punto (I) muestra la ubicación desde donde se tomó la fotografía mostrada en la Figura 56 correspondiente a una vista hacia el Este de la zona de estudio.

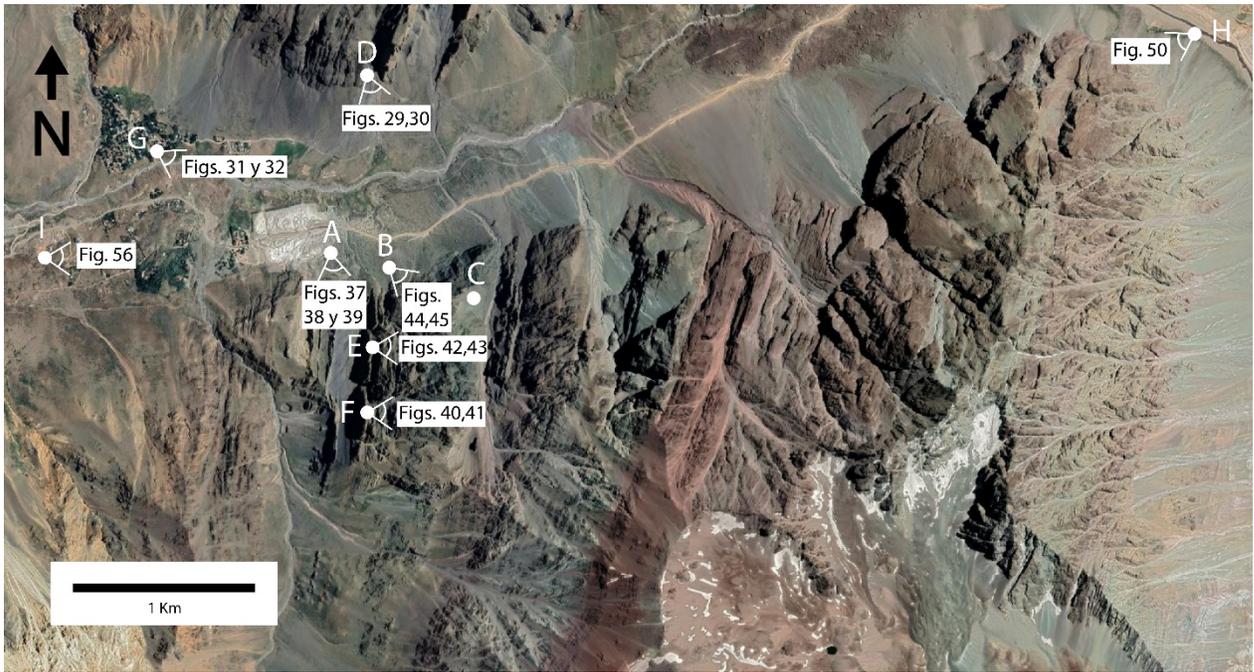


Figura 22. Imagen satelital de Google Earth donde se muestra la zona de estudio, ubicada en el sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo. Se muestran los sitios visitados desde la “A” a la “I”. En cada punto se tomaron fotografías correspondientes a las figuras mencionadas en los cuadros blancos. Además, se incluyen la dirección aproximada en que se tomó cada fotografía.

4.3 TRABAJO POST TERRENO

Esta etapa abarcó el procesamiento y análisis de los datos obtenidos en terreno.

- Fotointerpretación de las estructuras a partir de las imágenes tomadas de la zona.
- Avance y mejora del mapeo realizado en la etapa pre-terreno.
- Confección de diagrama de polos y roseta para las estructuras y diaclasas.
- Desarrollo de un modelo esquemático de la deformación de la ladera.

Los resultados de esta etapa de la metodología fueron enfocados en resolver los objetivos específicos 1, 2 y 3.

Finalmente, se discutirán los resultados y se comentan los aspectos de estos para concluir en función de la hipótesis de este trabajo.

5 RESULTADOS

5.1 GEOMETRÍA DEL VALLE DEL RÍO VOLCÁN Y LADERA DE ESTUDIO

El valle del río Volcán es un amplio valle glaciar con forma de “U” (Figura 23) enclavado en la alta cordillera andina, flanqueado por dos escarpados cordones montañosos de dirección Este-Oeste, cuyas alturas varían entre los 2.000 y 5000m s.n.m, mientras que el *talweg* del río Volcán, corre entre los 1200 y 2000 metros aproximadamente (González, 1963; Lavenu & Cembrano, 2008). Este es el valle principal del área de estudio, con una altitud promedio de 1900m s.n.m en esta zona, y posee una dirección aproximada E-W (Figura 23). Hacia el Este este valle bifurca hacia el sur, donde cambia su orientación a NW-SE.

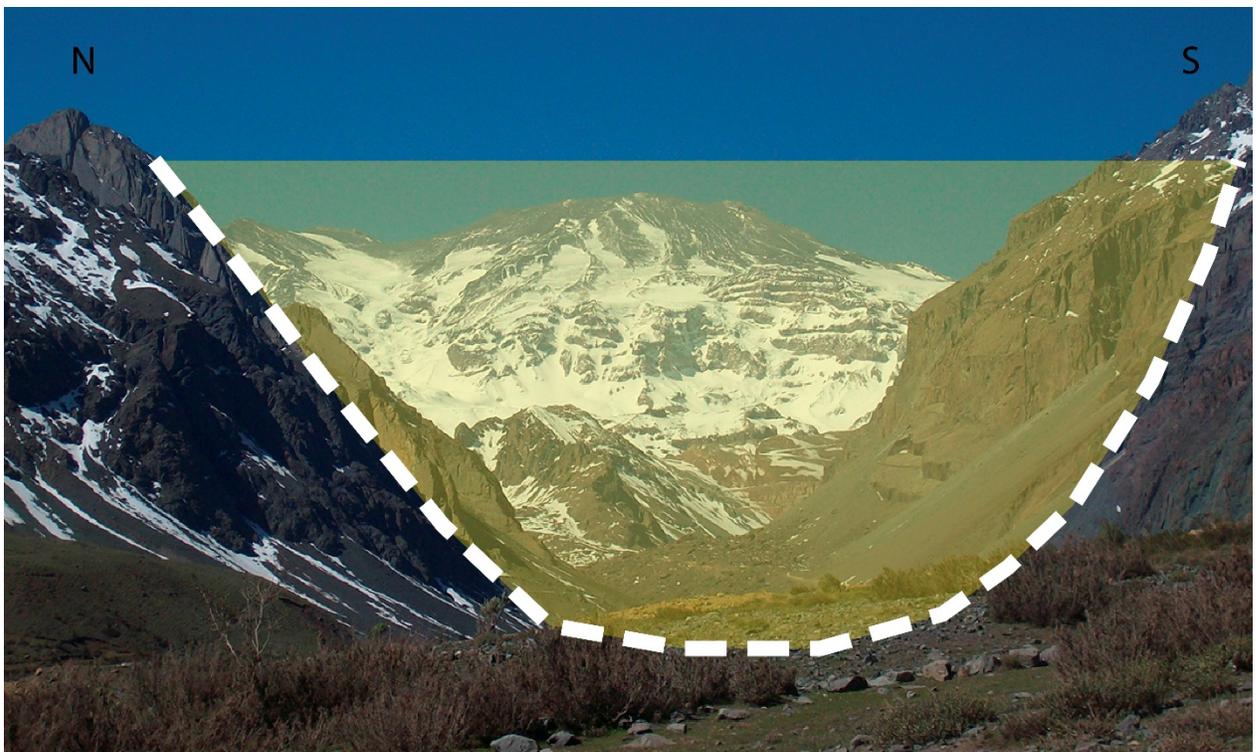


Figura 23. Fotografía en dirección Este del valle del río Volcán. Se ilustra esquemáticamente la forma de U del valle, típica de un valle glaciar.

La ladera de estudio corresponde a una porción del flanco sur del valle del río Volcán, limitada hacia el Oeste por el valle del estero Lo Valdés, el cual tiene una dirección NE-SW, y hacia el Este por la desviación hacia el Sur del valle del río Volcán (Figura 24). Se destaca que el valle del estero Lo Valdés es un tributario del río Volcán, con una altura promedio de 2.500m s.n.m.

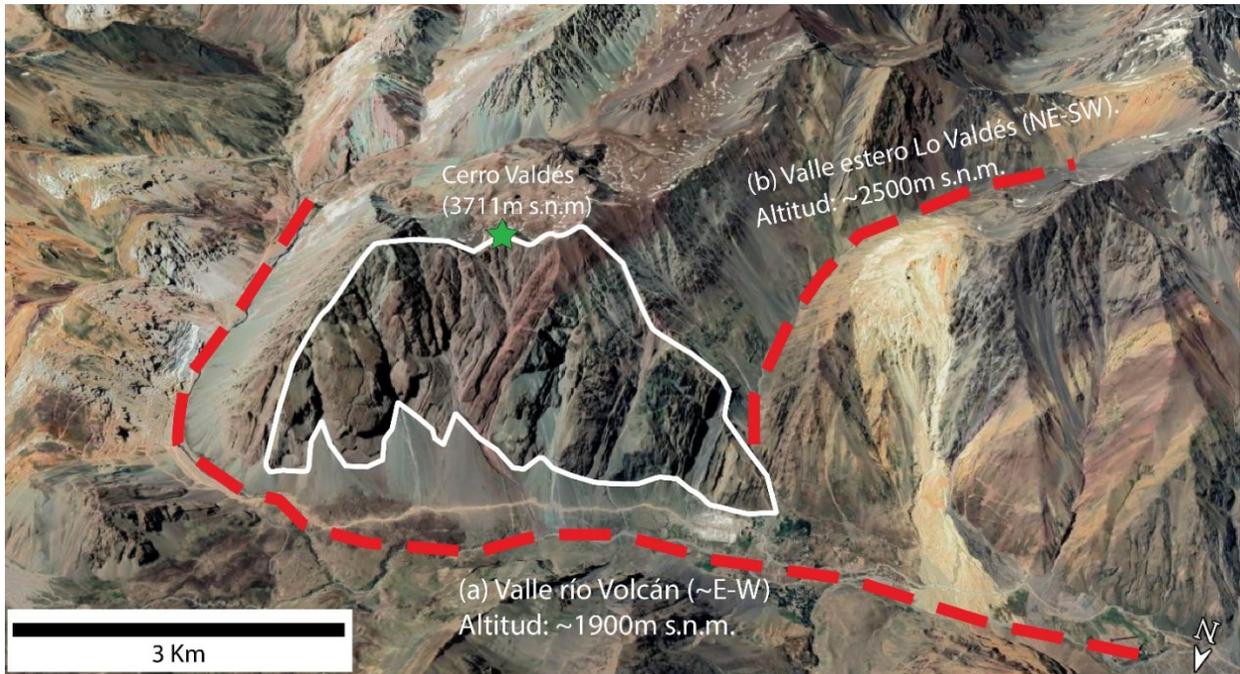


Figura 24. Imagen satelital de Google Earth donde se muestra la zona de estudio en tres dimensiones. Se destacan en línea roja discontinua las direcciones aproximadas de los valles del río Volcán y estero Lo Valdés. El polígono de contorno blanco muestra la ladera de estudio.

La orientación principal de la ladera de estudio fue determinada mediante un mapa de aspecto (*aspect*) elaborado en ArcGis a partir de un DEM Alos Palsar de 12,5m de resolución por píxel. Se obtuvo que la dirección predominante de exposición de la ladera es NW (Figura 25).

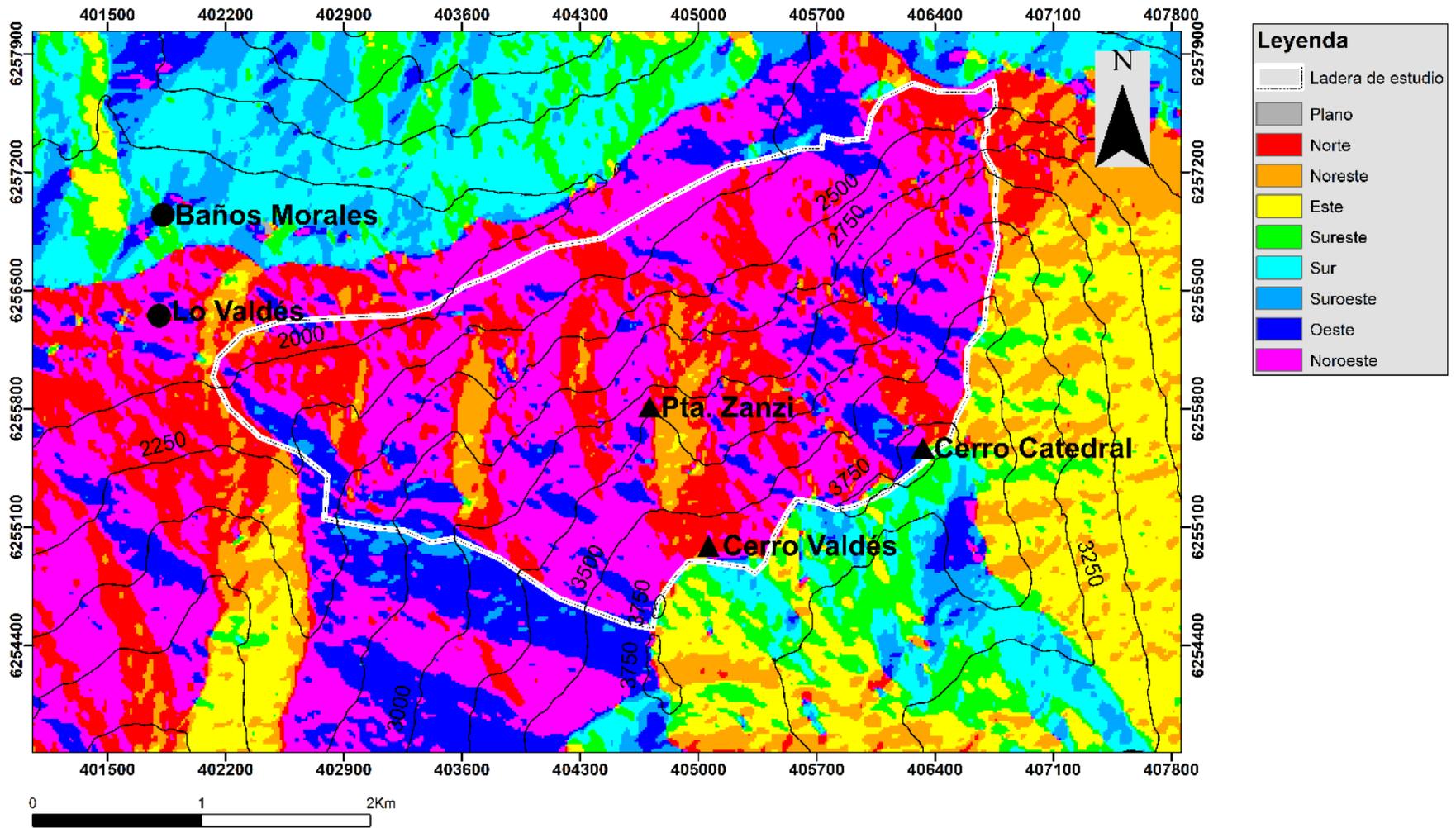


Figura 25. Mapa de aspecto de la zona de estudio. El polígono de contorno blanco encierra la ladera noroeste del Cerro Valdés.

Además, se obtuvo un mapa de pendientes (Figura 26), donde se puede observar que gran parte de la ladera posee una alta pendiente entre los 26° y 66° de inclinación, también se destaca que la zona media de la ladera contiene las pendientes más inclinadas, superando los 80° en algunos sectores.

Se calculó la pendiente promedio a lo largo de tres perfiles de la ladera A-A', B-B' y C-C' (Figura 27) obteniéndose valores promedio de 30,54°, 30,84° y 29,85° respectivamente.

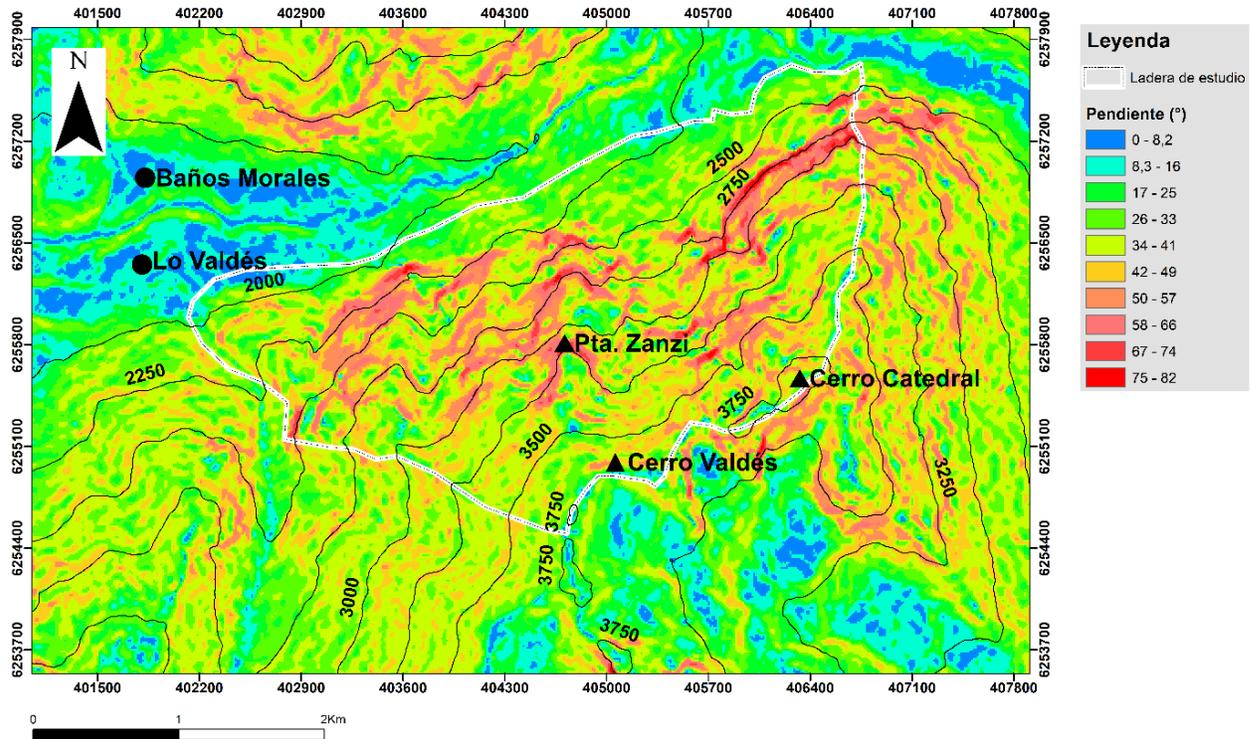


Figura 26. Mapa de pendientes de la zona de estudio. El polígono de contorno blanco encierra la ladera noroeste del Cerro Valdés.

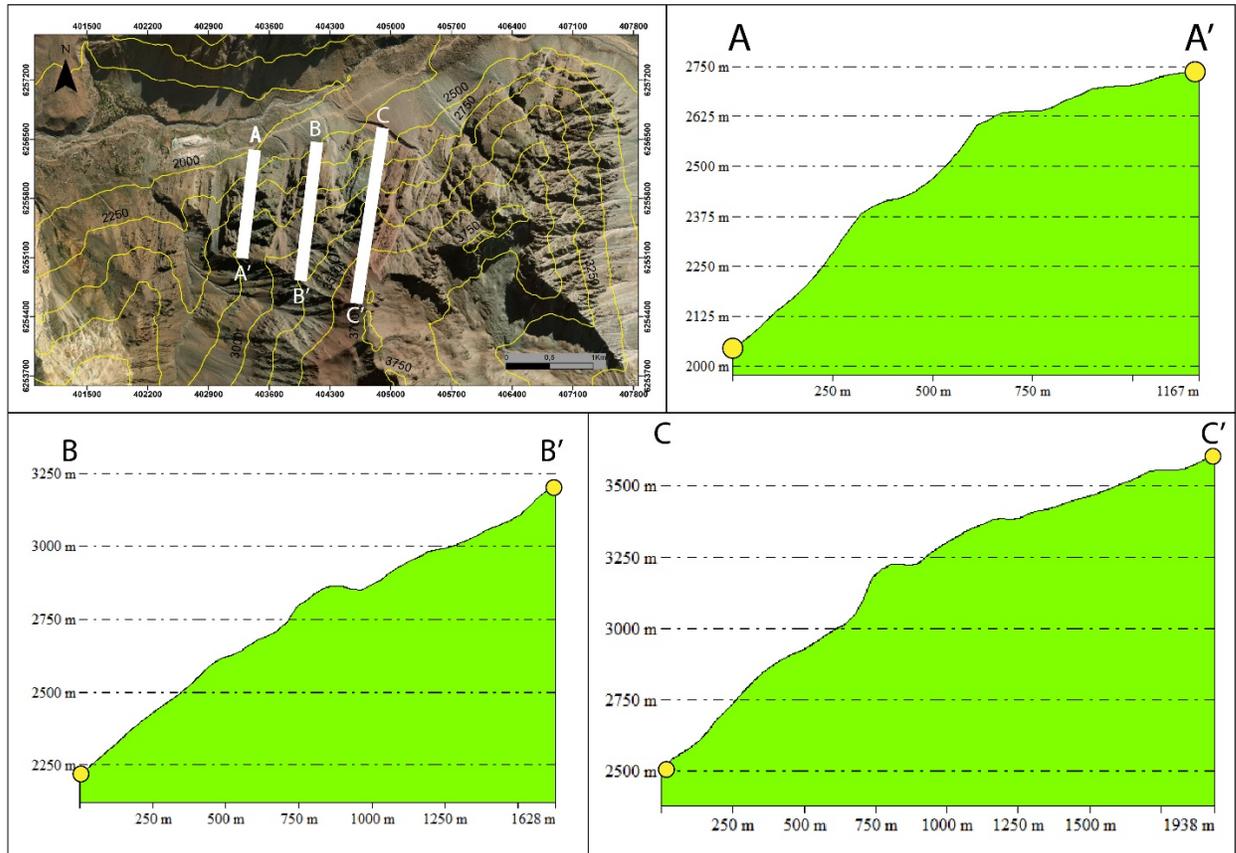


Figura 27. Imagen Satelital de Google Earth mostrando las trazas de los perfiles A-A', B-B' y C-C'. Se muestran además los perfiles respectivos.

5.2 MAPEO DE ESTRUCTURAS GEOMORFOLÓGICAS

En la Figura 28 se presenta el mapa geológico de la zona de estudio elaborado en base a Thiele, (1980); Calderón, (2008); Fock, (2005) y Mardones, (2019), donde se muestran las unidades de roca que afloran como franjas de orientación que varía entre N-S y N10°E (Calderón, 2008) y un manteo subvertical entre 80° y 85°W.

También se pudo observar un gran número de estructuras geomorfológicas, como escarpes, contraescarpes y trincheras, las cuales se encuentran tanto en la Formación Lo Valdés, como en la Formación Río Damas cortando las unidades geológicas en dirección cercana a E-W. Estas se muestran como líneas rojas continuas (Figura 28).

Las estructuras presentan morfologías arqueadas en planta, se presentan discontinuas y se distribuyen predominantemente subparalelas entre sí. Además, una estructura geomorfológica

puede encontrarse sola o en conjunto con otras, en cuyo caso se consideran y enumeran como una sola.

Se pudo reconocer una concentración importante de estructuras en el sector occidental del área de estudio y a la vez una concentración menor en el extremo oriental del área. También se destaca que a partir del mapeo realizado se observa que las estructuras se encuentran principalmente en la zona baja y media de la ladera, entre los 1.900m s.n.m y los 2.750m s.n.m (Figura 28).

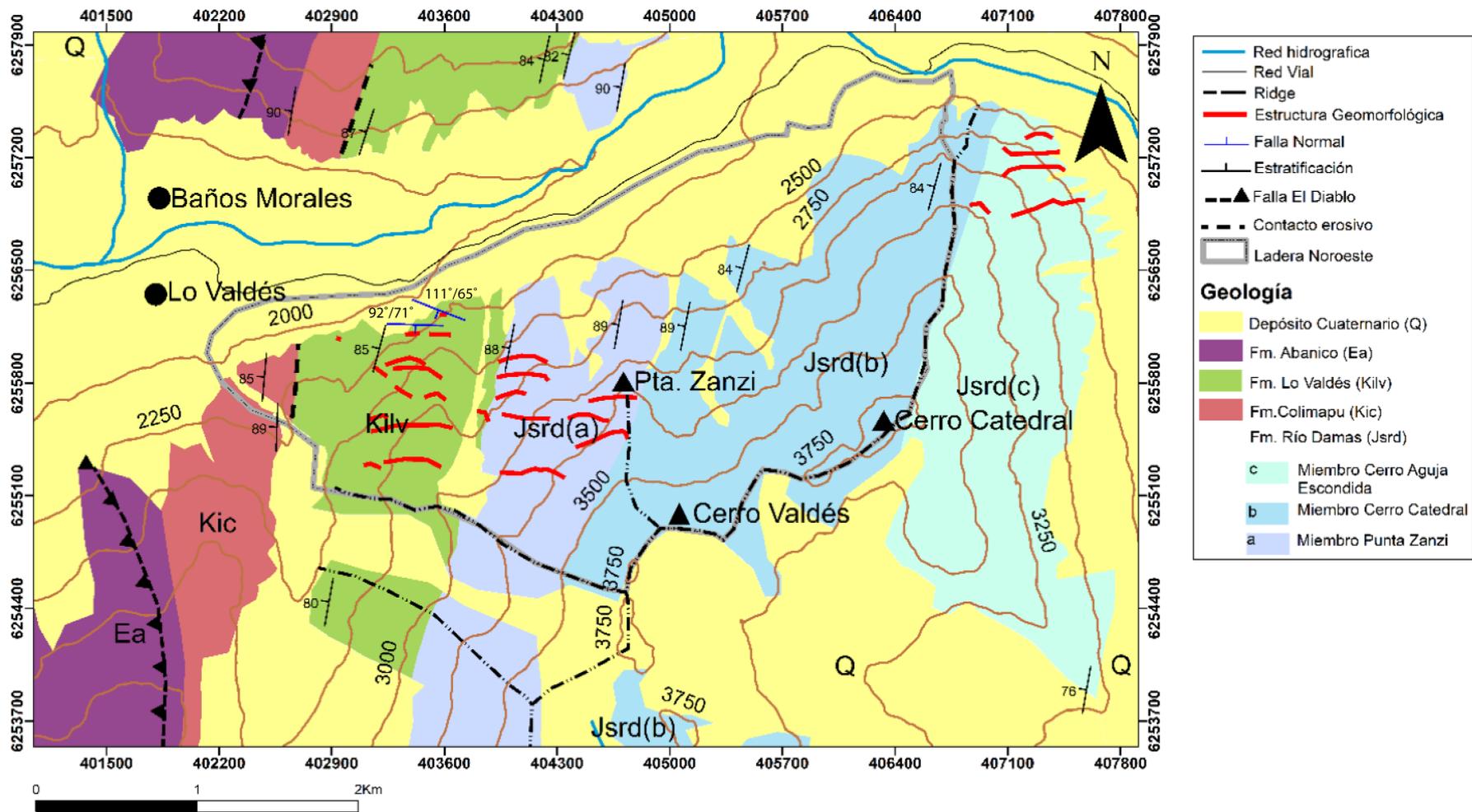


Figura 28. Mapa geológico del área de estudio, basado en Thiele (1980); Fock (2005); Calderón (2008) y Mardones (2019). Las estructuras geomorfológicas mapeadas se muestran en línea roja continua.

En la zona de estudio se tomaron una serie de fotografías con el objetivo de recopilar información visual de la ladera y sus estructuras geomorfológicas. La Figura 29 muestra una fotografía tomada desde la ribera Norte del río Volcán en dirección Sur, en la que se puede apreciar gran parte de la ladera de estudio. Las zonas con estructuras geomorfológicas se identifican con línea blanca discontinua, además fueron enumeradas las estructuras de mayor tamaño, reconocibles en imágenes satelitales y fotografías del área. Se destaca que la numeración de una estructura geomorfológica no está relacionada a la cantidad de estructuras que puedan estar en el mismo sitio. Solo representa un índice para su posterior descripción y estudio.

Por su parte la Figura 31, muestra una fotografía tomada desde la localidad de Baños Morales en dirección Sureste. En esta fotografía se aprecia con mayor detalle la ladera de estudio. Se puede observar la gran mayoría de las estructuras mapeadas en el sector occidental del área. Se muestran en líneas blancas discontinuas las ubicaciones aproximadas de las estructuras, y en línea negra discontinua los límites aproximados de las unidades de roca. Se puede destacar el paralelismo que presentan las estructuras dentro de la ladera y el relieve de forma triangular que domina gran parte de esta.



Figura 29. Fotografía tomada desde la ribera Norte del río Volcán en dirección Sur. Se muestra principalmente el sector occidental del área de estudio, cercano a la localidad de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo.

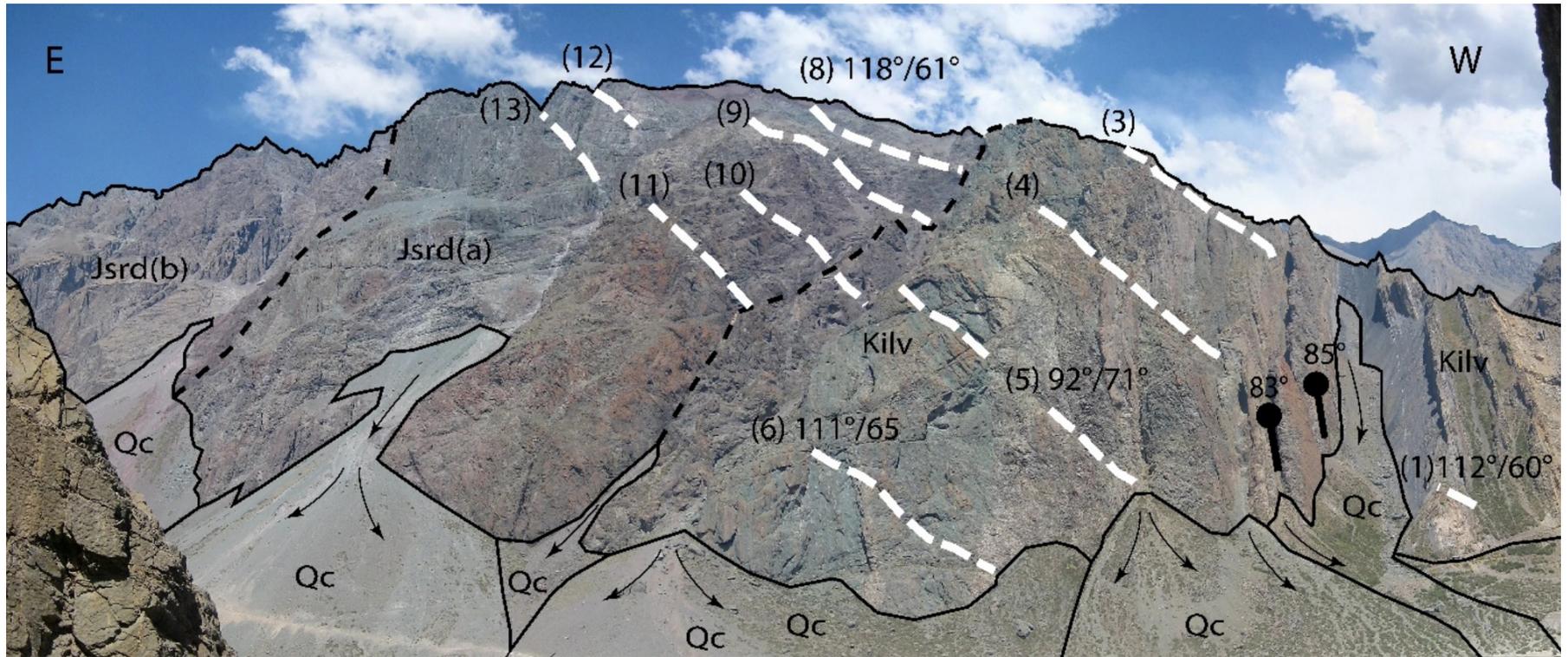


Figura 30. Interpretación de fotografía tomada desde la riberia norte del río Volcán. Se muestra en línea blanca discontinua las estructuras geomorfológicas; en línea negra discontinua los límites de las formaciones geológicas. Las estructuras mayores se encuentran enumeradas para su descripción y localización espacial.



Figura 31. Fotografía tomada desde el pueblo de Baños Morales, con vista hacia el SE. Se observa principalmente el sector occidental del área de estudio, ubicada en el sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo.

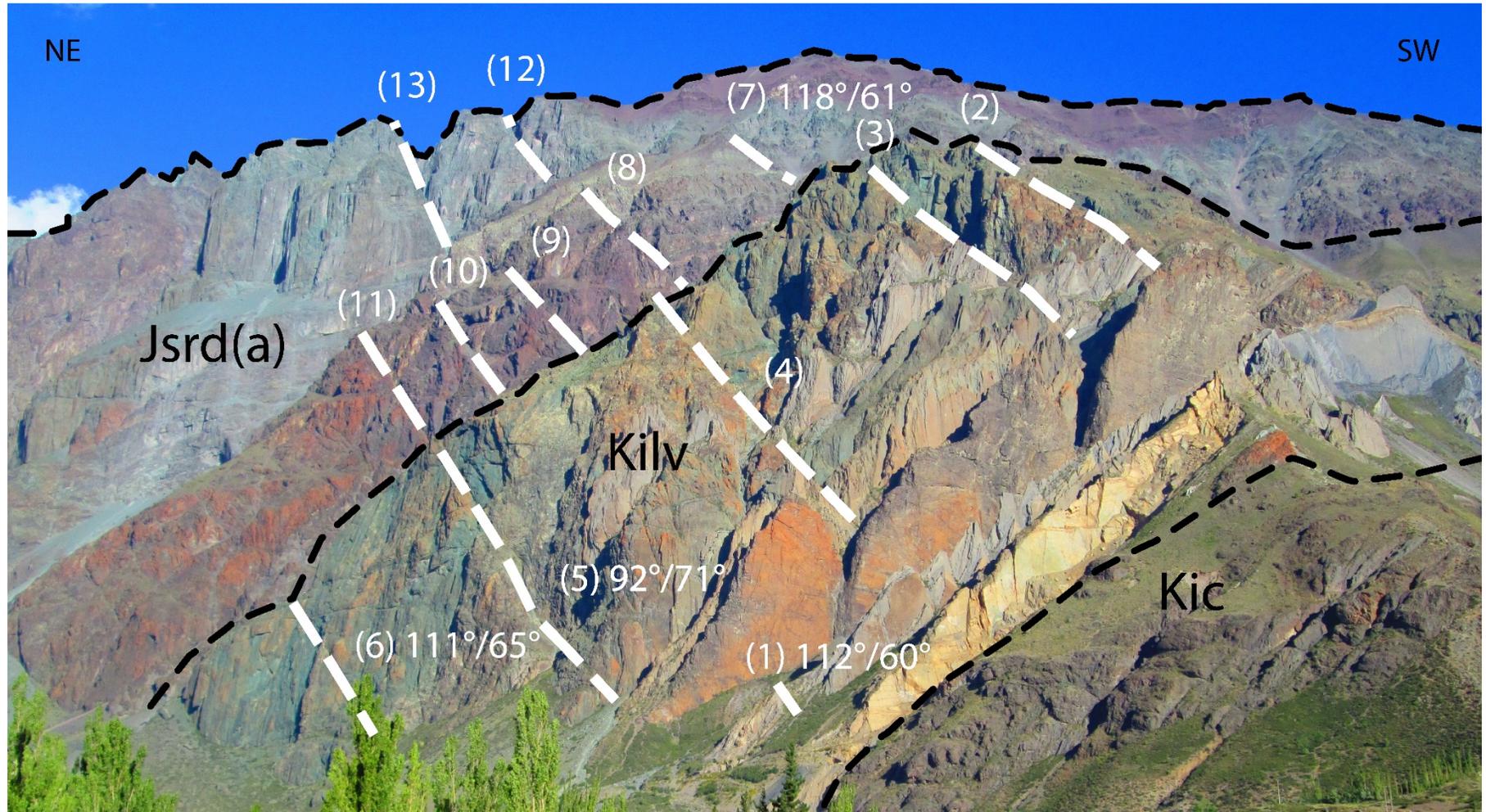


Figura 32. Fotografía tomada desde el pueblo de Baños Morales, con vista hacia el SE. Se observan las unidades geológicas, separadas por líneas negras discontinuas. En líneas blancas discontinuas se muestran esquemáticamente las ubicaciones de las estructuras geomorfológicas. Se enumeran las estructuras para su posterior descripción.

Pairoa (2018) identificó los sets de diaclasas principales de la zona de estudio por medio de un modelo fotogramétrico tridimensional del valle del río Volcán. Se encontró que el set 5 se correlaciona con las estructuras (7), (8), (9) y (10) de este trabajo (Figura 33 y 34), por lo que se asume que la orientación de estas estructuras geomorfológicas es la misma que la del set de diaclasas. Este resultado se discutirá más adelante.



Figura 33. Vista hacia el Sur de las fracturas mayores en la zona Este. En amarillo el set 1, verde el set 2, en rojo el set 3, en gris el set 4 y en morado el set 5. Tomado de Pairoa (2018).

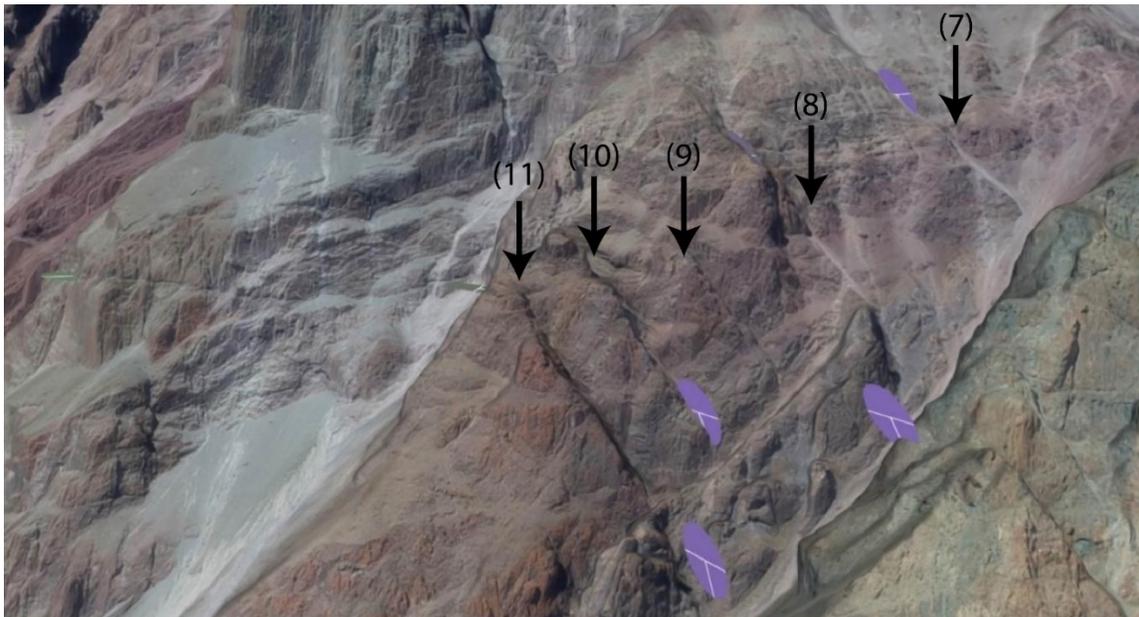


Figura 34. Vista hacia el Sur de las fracturas mayores en la zona Este. Se muestra en morado el set 5. Modificado de Pairoa (2018).

En la Tabla 1 se resumen los principales sets de diaclasas obtenidos por Pairoa (2018). Además, se confeccionó un diagrama de polos y roseta para estos datos estructurales (Figura 35). Se encontró que la dirección predominante en las diaclasas es NW-SE en la zona de estudio, coincidente con la dirección de las estructuras geomorfológicas encontradas.

Tabla 1. Sets de diaclasas principales del área de estudio obtenidas por Pairoa (2018) mediante un modelo de fotogrametría tridimensional del valle del río Volcán.

SET	AZIMUT/BUZAMIENTO	FUENTE
1 (AMARILLO)	193°/34°	Pairoa (2018)
2 (VERDE)	150°/12°	Pairoa (2018)
3 (ROJO)	297°/51°	Pairoa (2018)
4 (GRIS)	134°/78	Pairoa (2018)
5 (MORADO)	118°/61°	Pairoa (2018)

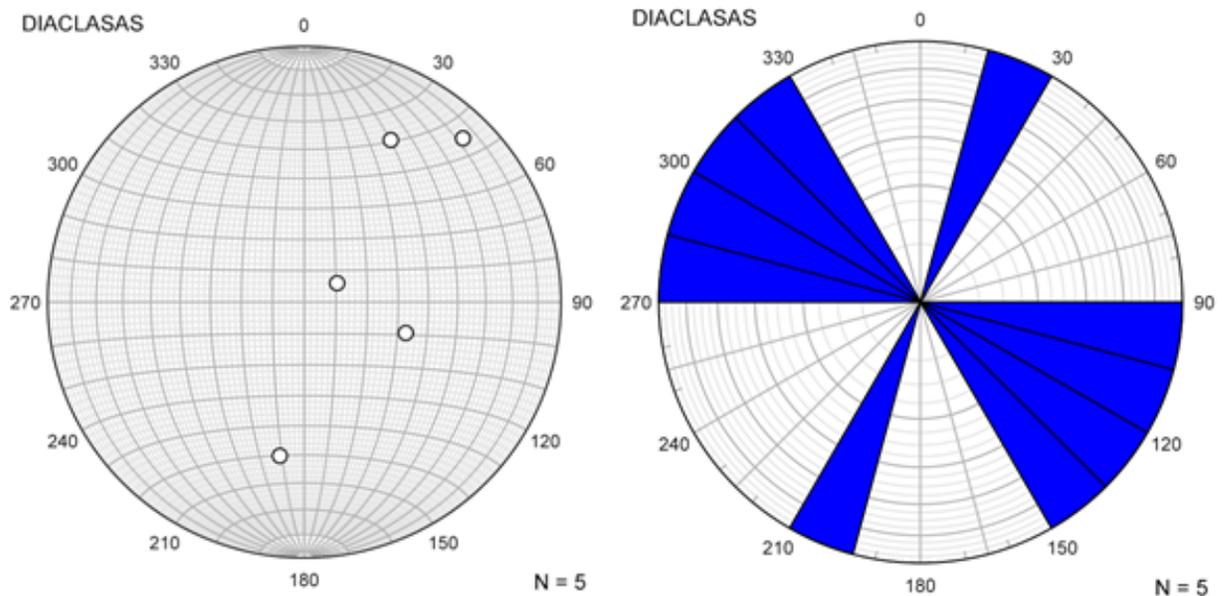


Figura 35. Diagrama de polos y roseta para los sets de diaclasas principales del área de estudio.

5.3 ESTRUCTURAS GEOMORFOLÓGICAS

Las estructuras geomorfológicas reconocidas corresponden principalmente a escarpes, contraescarpes y trincheras, distribuidas en la zona baja y media de la ladera de estudio. Se realizará la descripción de las estructuras en el orden numérico asignados en la Figura 32. Esta descripción corresponde a observaciones de la geometría de las estructuras, largo en planta (medido en *Google Earth*) y alto de estas relativo al punto más bajo de la estructura, como se ilustra en la Figura 36.

Se describirán además dos fallas encontradas en el área de estudio en conjunto con sus expresiones geomorfológicas correspondientes.

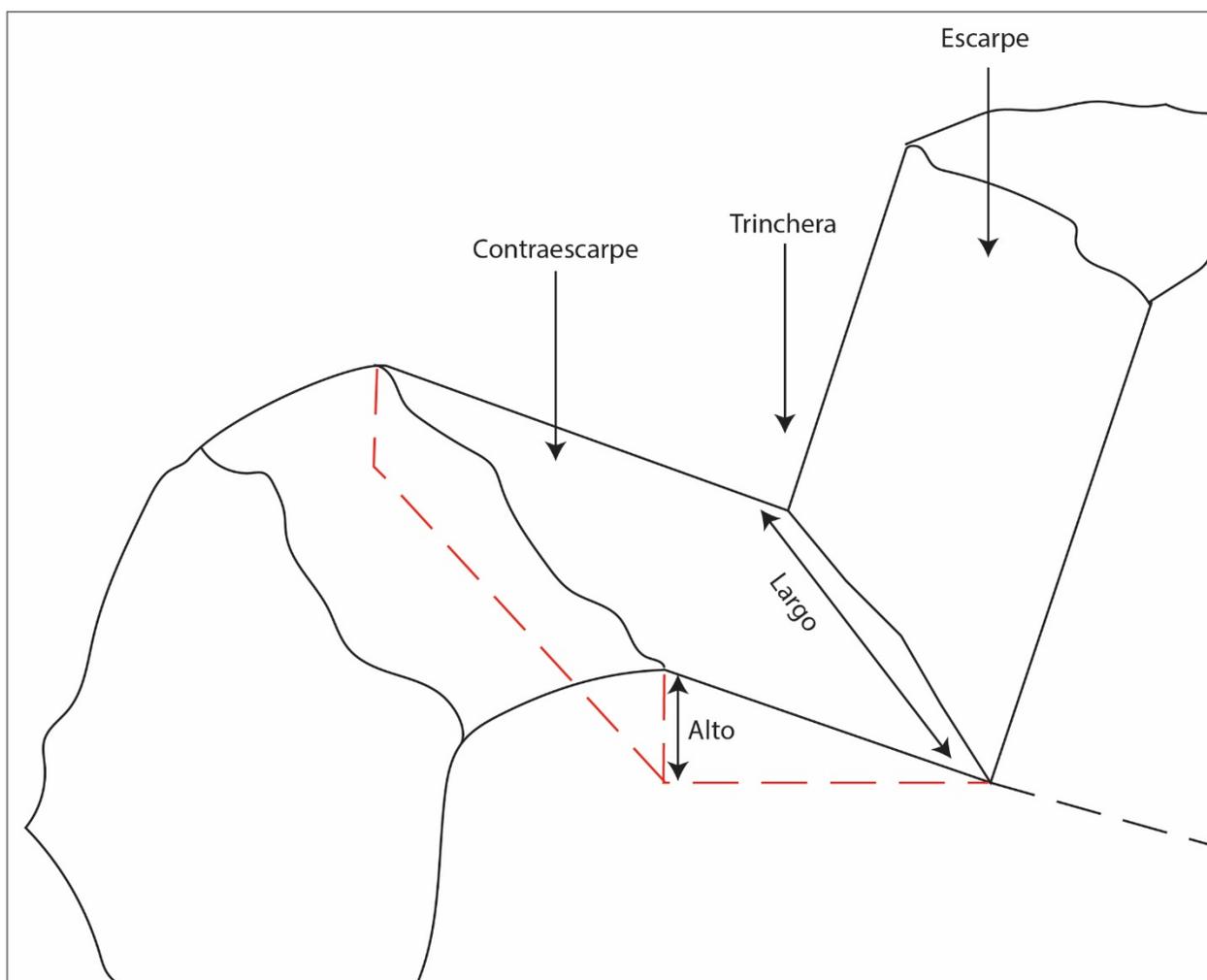


Figura 36. Esquema de ladera con estructuras geomorfológicas típicas encontradas en la zona de estudio. Se muestran las dimensiones de las estructuras, largo y alto para contraescarpes y escarpes. Trincheras solo tienen largo.

5.3.1 ESTRUCTURA GEOMORFOLÓGICA (1)

En la Figura 37 se muestra un afloramiento perteneciente a la Formación Lo Valdés (Kily), ubicado en el sector occidental de la zona de estudio ((1) en Figura 32). Esta estructura corresponde a una superficie que miente hacia la ladera y cuenta con un alto de 10m y largo 32m aproximadamente.

Dada la geometría de esta estructura se interpreta como un contraescarpe, con rumbo y miente en azimut/buzamiento de $112^{\circ}/60^{\circ}$. Se destaca la presencia de un depósito de travertino sobre el afloramiento (Figura 39). Se infiere que esta estructura condujo los fluidos que formaron este depósito.

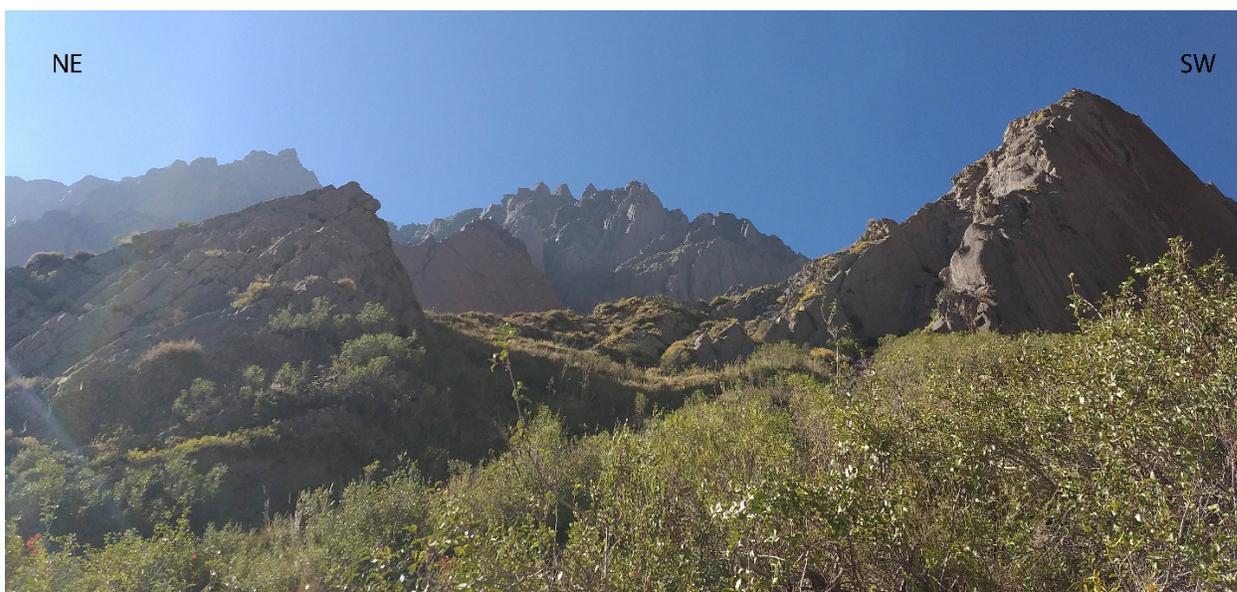


Figura 37. Fotografía tomada hacia el SE en el sitio donde se encuentra la estructura geomorfológica (1) (Ver Figura 22 para ubicación).



Figura 38. Interpretación de fotografía tomada hacia el SE en las cercanías de la estructura geomorfológica (1). Se observa el alto ángulo de este, su rumbo y manteo (Azimut/buzamiento: 112°/60°).



Figura 39. (Izquierda) Fotografía hacia el Sur del afloramiento donde se encuentra la estructura geomorfológica (1). (Derecha) Interpretación del afloramiento de la estructura (1). Se observa en línea discontinua blanca la estructura geomorfológica y en línea negra discontinua el depósito de travertino que cubre el afloramiento.

5.3.2 ESTRUCTURAS GEOMORFOLÓGICAS (2) Y (3)

En la Figura 37 se muestra una fotografía tomada en dirección Este (F en Figura 22) donde se pueden observar una serie de estructuras geomorfológicas, la primera de derecha a izquierda corresponde a una depresión topográfica marcada con línea negra continua en la Figura 41. A la izquierda de esta depresión se puede observar una superficie irregular que miente hacia la pendiente y culmina en la depresión. A estas dos estructuras se les asignó el número (2) y se infiere que corresponden a una trinchera o canal y contraescarpe respectivamente. Se debe notar que la ladera se encuentra muy poco fracturada hacia la derecha (Sur) de la depresión, mientras que ladera abajo (Norte) se observa que el macizo rocoso está altamente fracturado.

Más hacia la izquierda se encuentran también dos fracturas de tensión de alto ángulo, se infiere que estas fracturas son formadas producto de la expansión del macizo rocoso debido a esfuerzos tensionales ligados al movimiento de la ladera.

Dos estructuras geomorfológicas adicionales se observan a la izquierda de las fracturas de tensión, las cuales fueron asignadas al número (3) (Figura 41). Primero se observa una gran depresión con desnivel de 80mts aproximadamente, y luego se encuentra una superficie irregular de alto ángulo que miente hacia la ladera. La zona deprimida se interpreta como una trinchera, debido a que posee un ancho de aproximadamente 20m, mientras que las superficies mientando hacia la pendiente se interpretan como contraescarpes.



Figura 40. Fotografía panorámica tomada hacia el Este desde el punto F de la Figura 22.

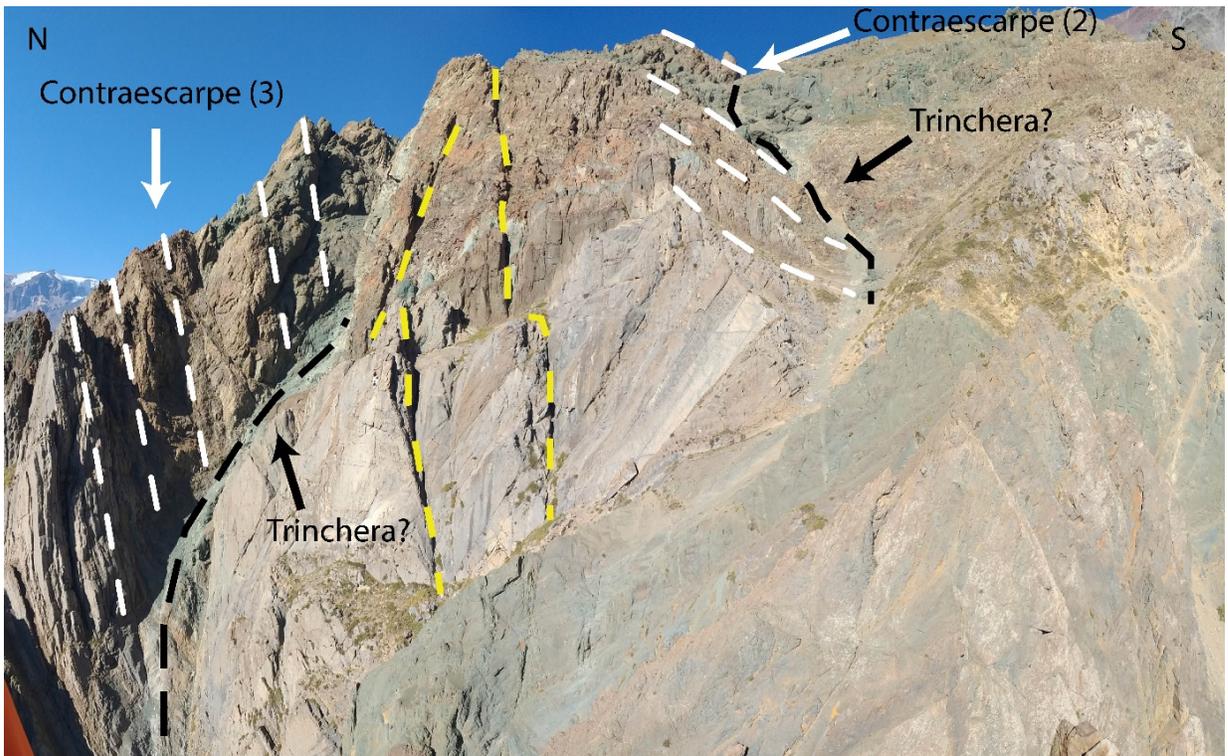


Figura 41. Interpretación de la fotografía de la Figura 40. Se pueden observar las estructuras geomorfológicas (2) y (3). Se destaca en línea blanca discontinua los contraescarpes y en línea negra discontinua las trincheras asociadas. En línea amarilla discontinua se observan fracturas de tensión.

5.3.3 ESTRUCTURAS GEOMORFOLÓGICAS (4)

En la Figura 42 se muestran la estructura 4 ubicada en la parte central de la ladera (Punto E, Figura 22). Se observan dos estructuras asociadas, primero de izquierda a derecha una superficie de alto ángulo que miente hacia la ladera. Esta estructura se interpreta como un contraescarpe. Adyacente a este se encuentra una depresión de gran tamaño en forma de cuña. Hacia la derecha se encuentra una superficie que miente subvertical a favor de la pendiente. Esta estructura se interpreta como un escarpe secundario, posiblemente ligado a colapso gravitacional.

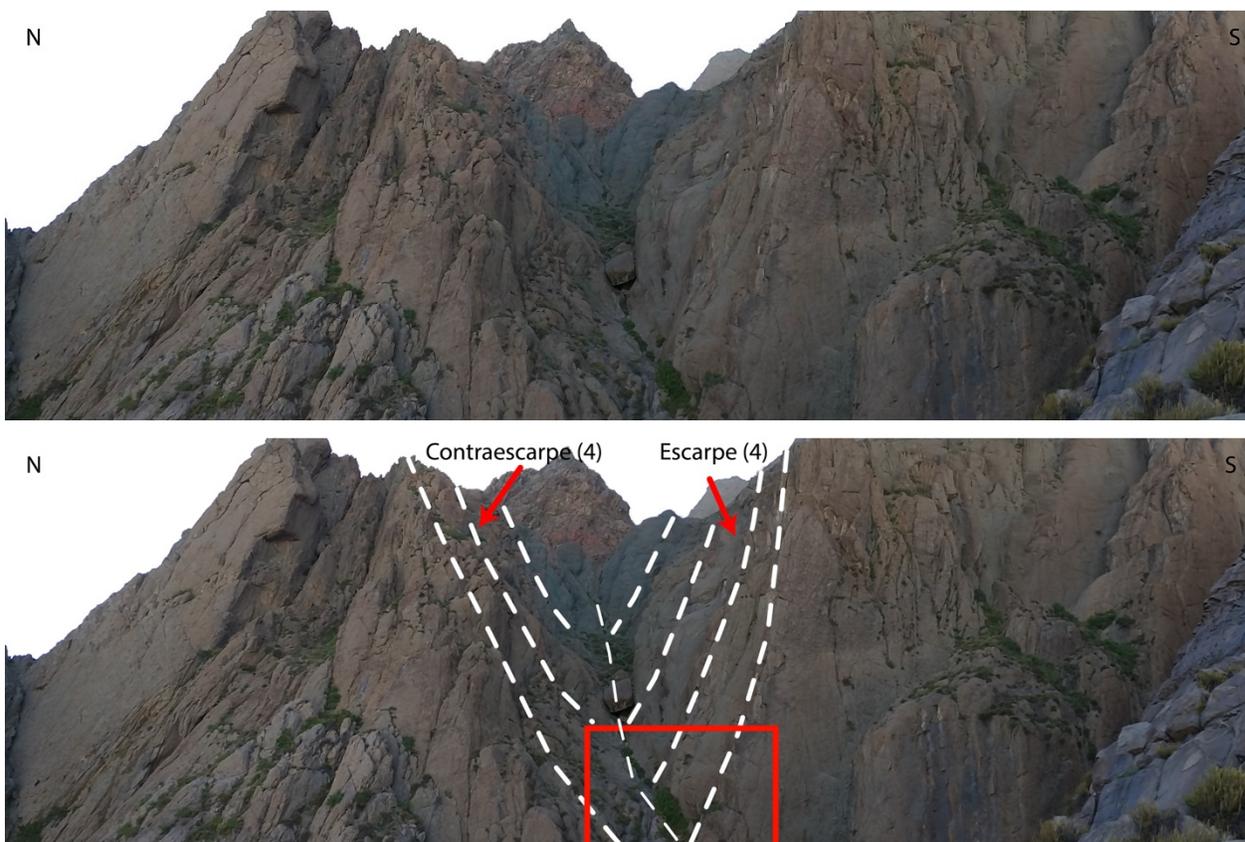


Figura 42. Fotografía panorámica tomada hacia el Este, donde se puede observar la presencia de dos estructuras geomorfológicas, la estructura de la izquierda corresponde a una superficie que miente opuesta a la pendiente y corresponde a un contraescarpe. La superficie de la derecha miente a favor de la pendiente y corresponde a un escarpe. El cuadro de contorno negro indica la zona interpretada en la Figura 43. La ubicación de este lugar es "E" en la Figura 22.

El contraescarpe encontrado se prolonga cortando al escarpe opuesto (Figura 43), por lo que esta estructura es la principal en esta parte del afloramiento. Además, se infiere por medio de fotointerpretación que esta estructura se prolonga en profundidad a través de una falla normal de alto ángulo como se ilustra esquemáticamente en la Figura 43. El contraescarpe podría ser generado producto del desplazamiento de la falla.



Figura 43. Fotografía que ilustra la zona más baja del canal formado entre el contraescarpe (CS) y el escarpe (S), también se puede ver que el plano del contraescarpe continua en profundidad.

5.3.4 ESTRUCTURA GEOMORFOLÓGICA (5)

Esta estructura fue observada cerca de los pies de la ladera (E en Figura 22). Se le asignó el número (5) (Figura 44) y corresponde a una falla normal cuyo rumbo y manteo en azimuth/buzamiento es de $92^{\circ}/71^{\circ}$. En este lugar se observó además brecha de falla y planos de falla a partir de los cuales se obtuvo la orientación de la falla.

La expresión geomorfológica de esta falla viene dada por la presencia de superficies irregulares que mantean hacia la pendiente, las cuales fueron reconocidas como contraescarpes. Posiblemente corresponden a un contraescarpe mayor, el cual ha sido erosionado, generando diferentes superficies con geometría y orientación similar. El tamaño del contraescarpe se estimó en 300m de largo y 150m de alto.

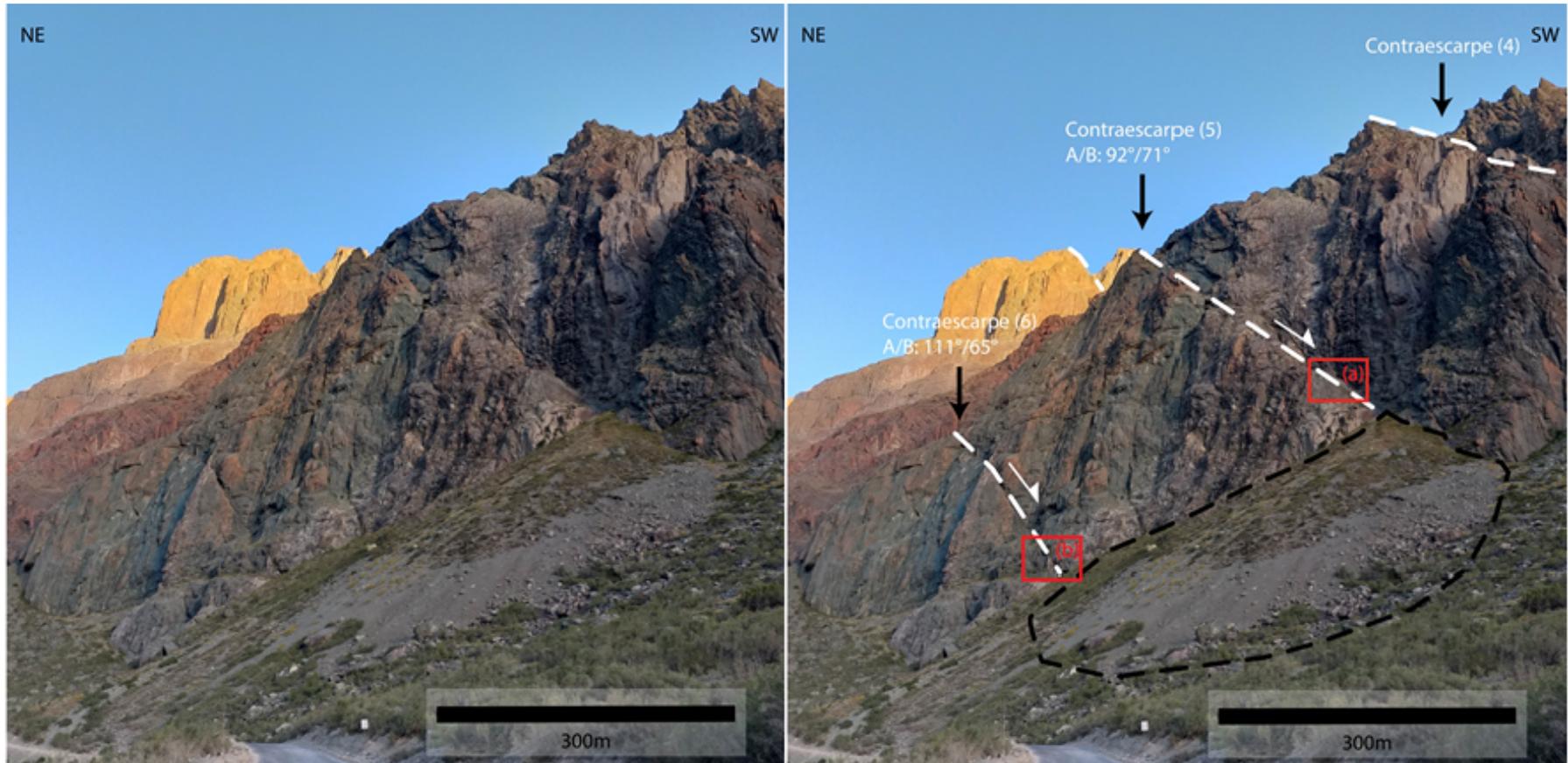


Figura 44. (Izquierda) Fotografía hacia el SE de la zona inferior de la ladera (B en Figura 22). (Derecha) Interpretación fotografía izquierda, se observan en línea discontinua blanca las estructuras geomorfológicas de esta zona de la ladera. Polígono de contorno negro discontinuo muestra un depósito coluvial asociado a la estructura (5). Cuadro rojo (a) muestra la ubicación de la Figura 45, y el cuadro rojo (b) muestra la ubicación de la Figura 48

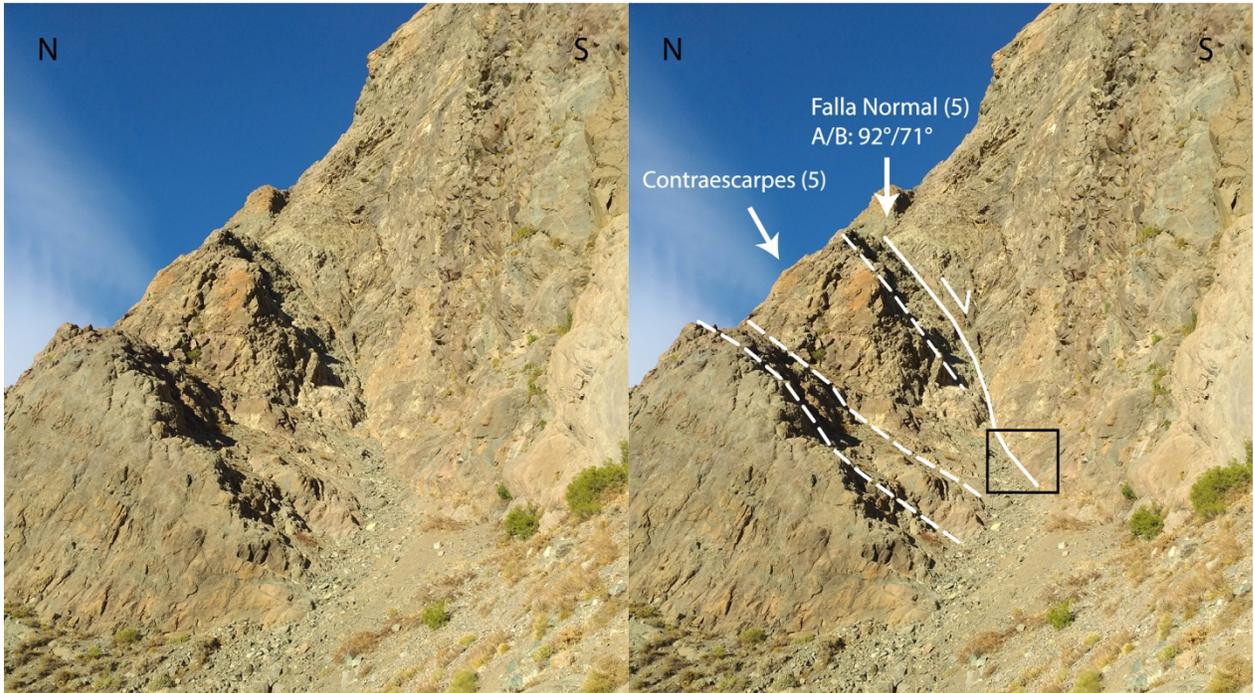


Figura 45. (Izquierda) Fotografía tomada hacia el Este de la estructura (5). Se observan escarpes con manteo opuesto a la ladera. (Derecha) Interpretación de la fotografía izquierda donde se muestra en línea blanca continua la traza aproximada de la falla encontrada. Esta falla normal tiene orientación A/B: 95°/71°. Línea blanca discontinua ilustra las superficies de los contraescarpes. Cuadro negro representa la ubicación de la Figura 43.

En un plano de falla observado se encontró estrías de falla y “escalones de falla” o *steps*. De acuerdo con los criterios de Petit (1987) (Figura 43), la cinemática de esta falla es de tipo normal (Figura 44).

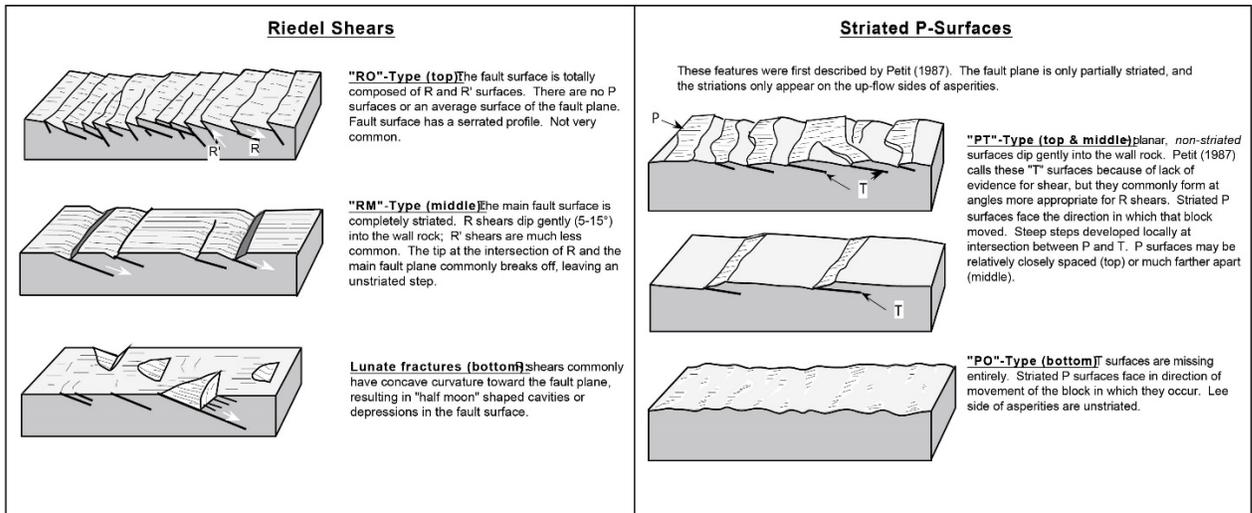


Figura 46. Indicadores de sentido de cizalle para fallas de comportamiento frágil. El bloque faltante superior se mueve hacia la derecha en todos los diagramas. Modificado de Allmendinger (1989).



Figura 47. Detalle del plano de falla de la estructura (5). Cuadros negros indican las zonas con indicadores de cizalle.

5.3.5 ESTRUCTURA GEOMORFOLÓGICA (6)

Esta estructura se encuentra en la parte inferior de la ladera, cercano al sitio conocido como “placa verde” (Cuadro rojo (b) en Figura 41). Se observó un escarpe de al menos 1,5m, cuya superficie miente hacia la ladera.

Se pudo observar que este escarpe está asociado a una falla normal con rumbo y manto de azimut/buzamiento de $111^{\circ}/65^{\circ}$ (Figura 45). Dentro del plano de falla principal se pudo identificar crecimiento de minerales (*slickenfibers*) con rumbo en azimut de 115° (Figura 46). Además, se reconoció fracturamiento secundario asociado a planos de cizalle (*Riedel Shears*), estas características permiten definir la cinemática de la falla como normal. Por otro lado, se destaca que la topografía es más alta en el bloque colgante, por lo que geomorfológicamente también se infiere una cinemática normal para esta estructura.



Figura 48. Fotografía tomada en dirección Este, mostrando la falla normal (6). En la Figura 46 se observa una fotografía del plano de falla mostrando las fibras de recristalización.

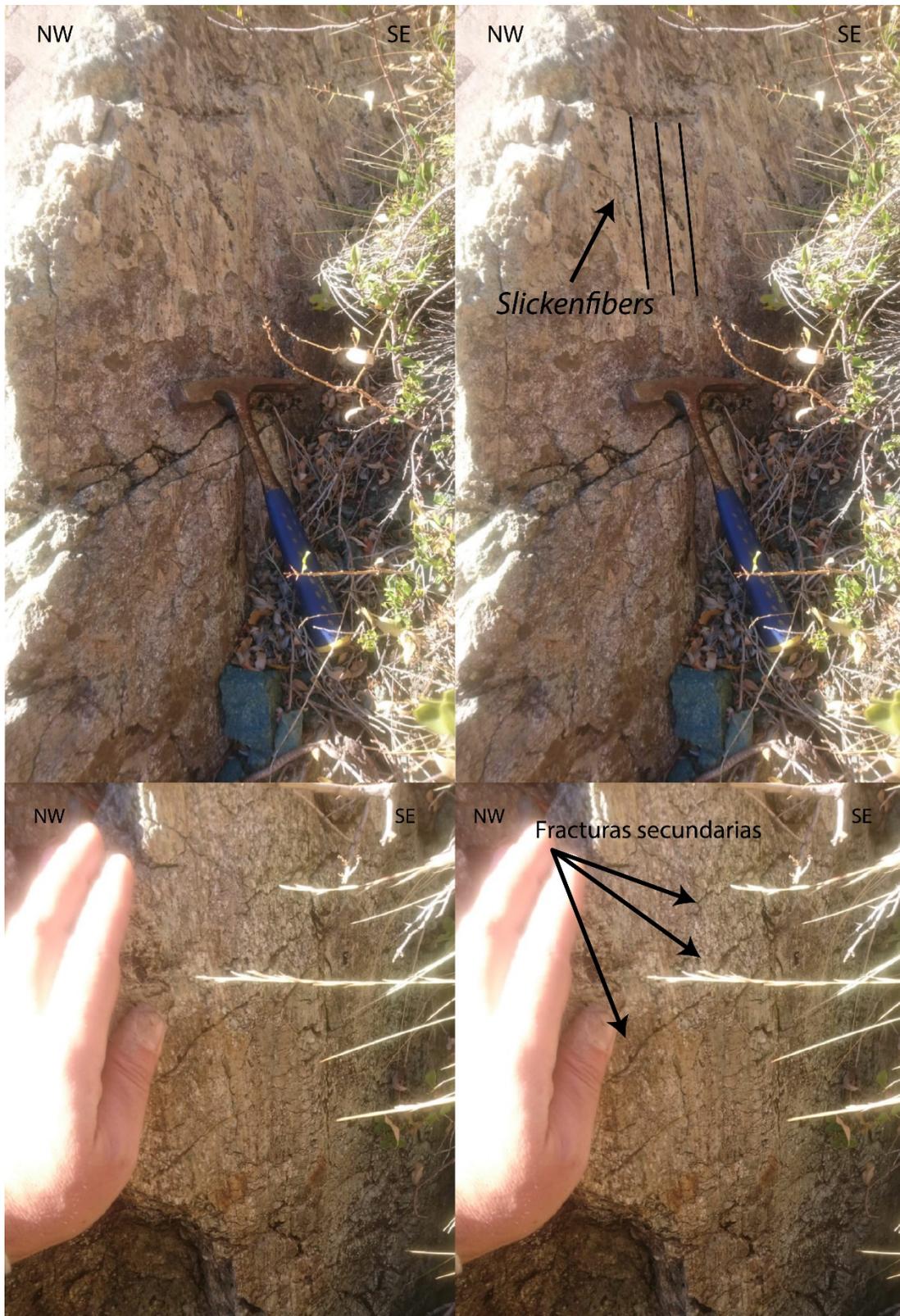


Figura 49. (Arriba) Fotografía del plano de falla que muestra el crecimiento de minerales en el plano. (Abajo) Fotografía del plano de falla que muestra fracturamiento secundario de bajo ángulo (Riedel shears).

5.3.6 ESTRUCTURAS GEOMORFOLÓGICAS SECTOR ORIENTAL

En el sector Este de la zona de estudio, a 1 Km de Puente Colina fue posible reconocer estructuras geomorfológicas en la ladera norte del Cerro Catedral. Se observa que estas estructuras tienen rumbo NW-SE y mantienen con alto ángulo hacia la ladera. El conjunto de estructuras forma un arreglo paralelo entre sí, cortando la topografía en ángulo oblicuo a esta.

Se infiere que este conjunto de estructuras es formado por fallas normales, del mismo modo que las estructuras (5) y (6).

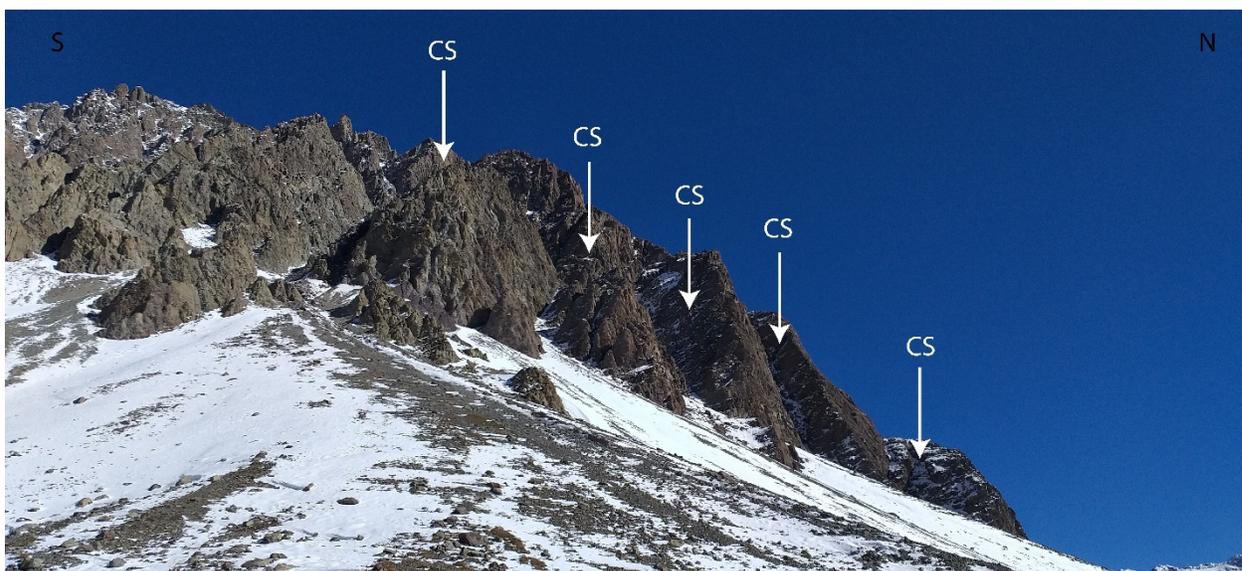


Figura 50. Fotografía tomada hacia el Oeste, donde se muestran las estructuras geomorfológicas del sector oriental de la zona de estudio, cerca del Puente Colina. Se observa el fuerte manteo contra la pendiente de las estructuras. Flechas blancas indican las superficies de los contraescarpes (CS: Contraescarpe).

En la Tabla 2 se resume la información estructural medida e inferida de las estructuras presentes en la ladera de estudio, se descartan las estructuras sin información estructural. Además, se incluye el largo, alto y tipos de estructuras observadas, las cuales fueron obtenidas en terreno y por medio de *Google Earth*.

En la Tabla 3 se muestran las separaciones entre las estructuras consecutivas presentes en la ladera de estudio. Esta separación fue medida en *Google Earth* por lo cual representa una cantidad aproximada y aparente (no corregida por el manteo real) de la separación real entre los planos de las superficies geomorfológicas.

Tabla 2. Información estructural y geométrica de las estructuras geomorfológicas numeradas de la zona de estudio.

Estructura	A/B	Fuente A/B	Tipos	Largo	Alto
(1)	112°/60°	Este trabajo	-Contraescarpe*	32m	10m
(2)	-		-Contraescarpe* -Trinchera	581m	80m
(3)	-		-Contraescarpe* -Trinchera	607m	150m
(4)	-		-Contraescarpes* -Escarpe	374m	100m
(5)	92°/71°	Este trabajo	-Falla Normal* -Contraescarpes	300m	10m
(6)	111°/65°	Este trabajo	-Falla Normal*	190m	-
(7)	118°/61°****	Pairoa (2018)	Contraescarpes**	490m	-
(8)	118°/61°****	Pairoa (2018)	Contraescarpes**	493m	-
(9)	118°/61°****	Pairoa (2018)	Contraescarpes**	234m	-
(10)	118°/61°****	Pairoa (2018)	Contraescarpes**	394m	-
(11)	118°/61°****	Pairoa (2018)	Contraescarpes**	388m	-

* Representa la estructura medida ** Estructura inferida por fotointerpretación *** Dato inferido

Tabla 3. Distancia aproximada entre estructuras consecutivas. No corregida por el manto real.

ESTRUCTURAS	DISTANCIA ENTRE ESTRUCTURAS (APARENTE)
(2) y (3)	228m
(3) y (4)	416m
(4) y (5)	334m
(5) y (6)	139m
(7) y (8)	324m
(8) y (9)	216m
(9) y (10)	126m
(10) y (11)	128m

5.4 CAÍDA DE ROCA SECTOR “PLACA VERDE”

El día 21 de junio de 2019 se registró una caída de rocas desde el sector conocido como “placa verde”, este sector forma parte de un afloramiento de la Formación Lo Valdés (Kilv). La fuente del material removido se localizó en la zona donde se encuentra la estructura geomorfológica (5) y (6) (Figura 34), aproximadamente a 300m sobre el suelo, abarcando un área aproximada de 100m² de bloques colgantes.

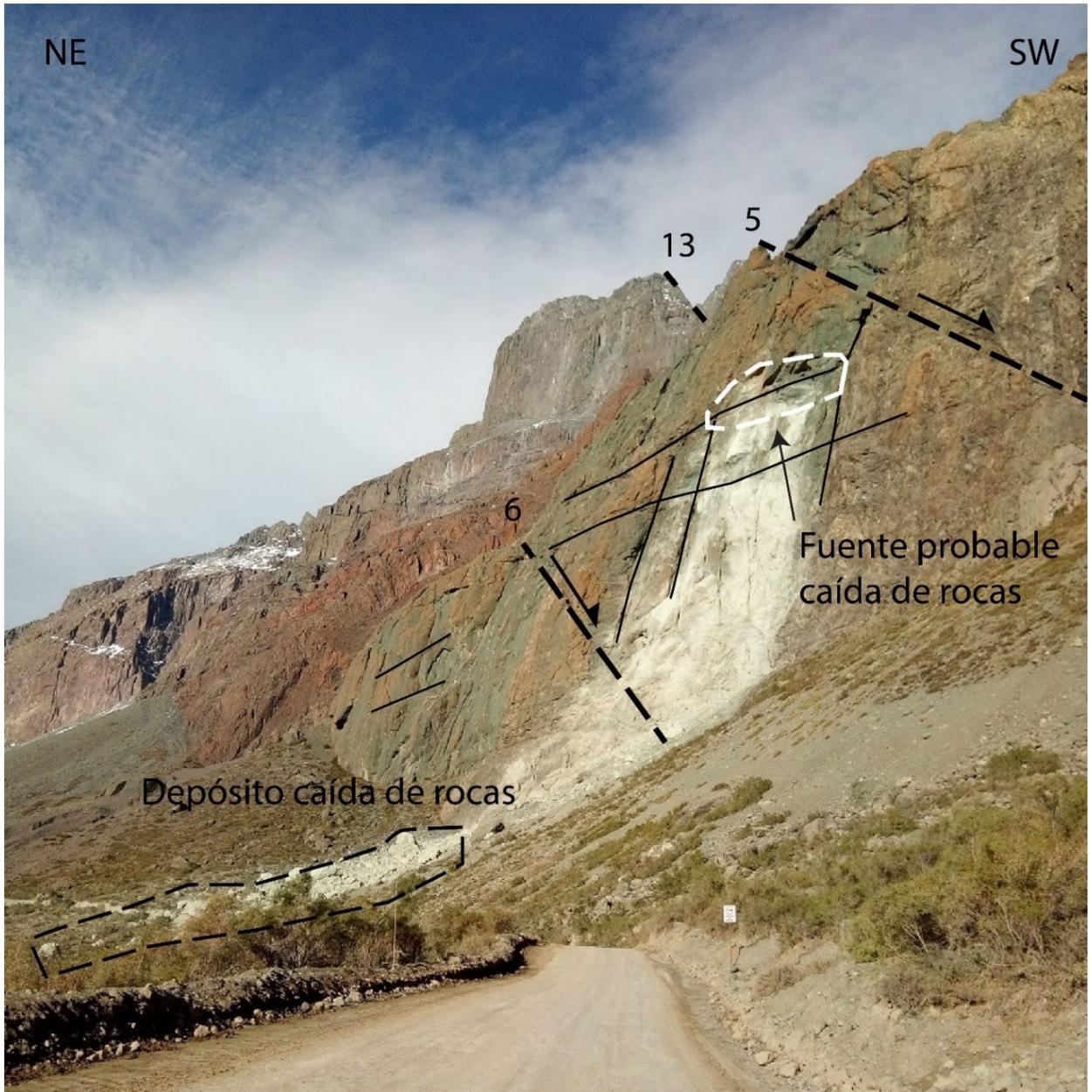


Figura 51. Fotografía tomada hacia el SE donde se muestra el sector de placa verde. Se observan las estructuras geomorfológicas y además en línea continua negra se muestran las trazas de fracturas dominantes del sector. La línea blanca segmentada indica la probable zona desde donde cayeron los bloques de roca. El depósito de la caída se encuentra al pie de la ladera delimitado por el polígono con línea negra segmentada. Algunos bloques alcanzaron y/o atravesaron la ruta G-25 como se ve en la Figura 52.

Esta caída de rocas generó bloques de tamaño centimétrico a métrico que alcanzaron y obstaculizaron el camino vehicular adyacente (Figura 52). El origen de este evento se estima que estuvo relacionado a las bajas temperaturas registradas en los días previos y posterior alza térmica, generando procesos de hielo-deshielo en un periodo breve de tiempo.



Figura 52. Fotografía Tomada hacia el NE donde se puede apreciar algunos bloques de gran tamaño debido a la caída de rocas que se produjo en la ladera derecha.

6 DISCUSIONES

6.1 GEOMETRÍA DEL VALLE Y LADERA DE ESTUDIO

El valle del río Volcán al ser de origen glaciar tiene sus flancos con una pendiente muy alta, esto predispone inicialmente la ladera a un desequilibrio de esfuerzos posterior al retroceso de los glaciares. Este efecto ha sido catalogado como el principal mecanismo de origen de las deformaciones gravitacionales profundas en zonas afectadas por glaciares (Agliardi et al., 2001; Pánek & Klimeš, 2016).

Ambrosi & Crosta (2011) mediante modelación numérica destacan que, en laderas de valles glaciares afectadas por planos de anisotropía persistentes se pueden generar grandes remociones en masa, gatilladas por la desestabilización de la ladera al comenzar el retroceso glaciar. Estos mismos autores muestran que en laderas con similares características geométricas a la estudiada en este trabajo, se generan mayores desplazamientos en la zona media de la ladera (Figura 53), lo que se puede correlacionar con el mayor tamaño de las estructuras geomorfológicas (2), (3), (7) y (8) en la ladera de estudio (Tabla 1).

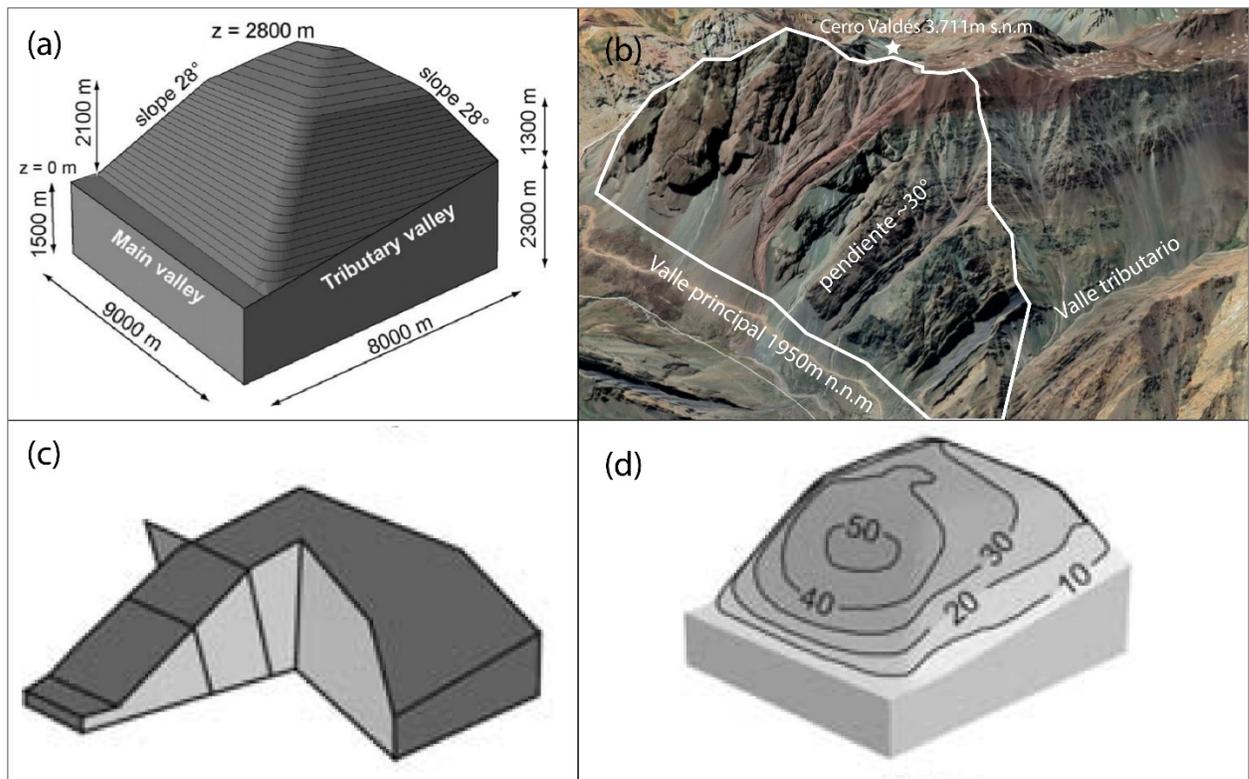


Figura 53. (a) Modelo utilizado por Ambrosi & Crosta (2011) para calcular los desplazamientos en laderas afectadas por deformación gravitacional profunda de laderas. (b) Imagen satelital de la zona de estudio, polígono blanco indica ladera de estudio. (c) Modelo esquemático de ladera con plano de anisotropía

paralelo al valle principal y con manto fuerte hacia la ladera, tomado de Ambrosi & Crosta (2011). (d) Distribución de desplazamiento total computado (en m) en ladera lineal con pendiente de 28°. Tomado de Ambrosi & Crosta (2011).

El sector occidental de la ladera de estudio tiene una geometría asimétrica al observar un perfil NE-SW (Figura 54). La altitud hacia el sur del Cerro Valdés y la de los valles que bordean este cordón montañoso es mayor que la del valle del río Volcán. De acuerdo con Barth (2013) el colapso gravitacional en esta situación es favorecido hacia el lado valle de menor altitud, en este caso hacia el valle del río Volcán.

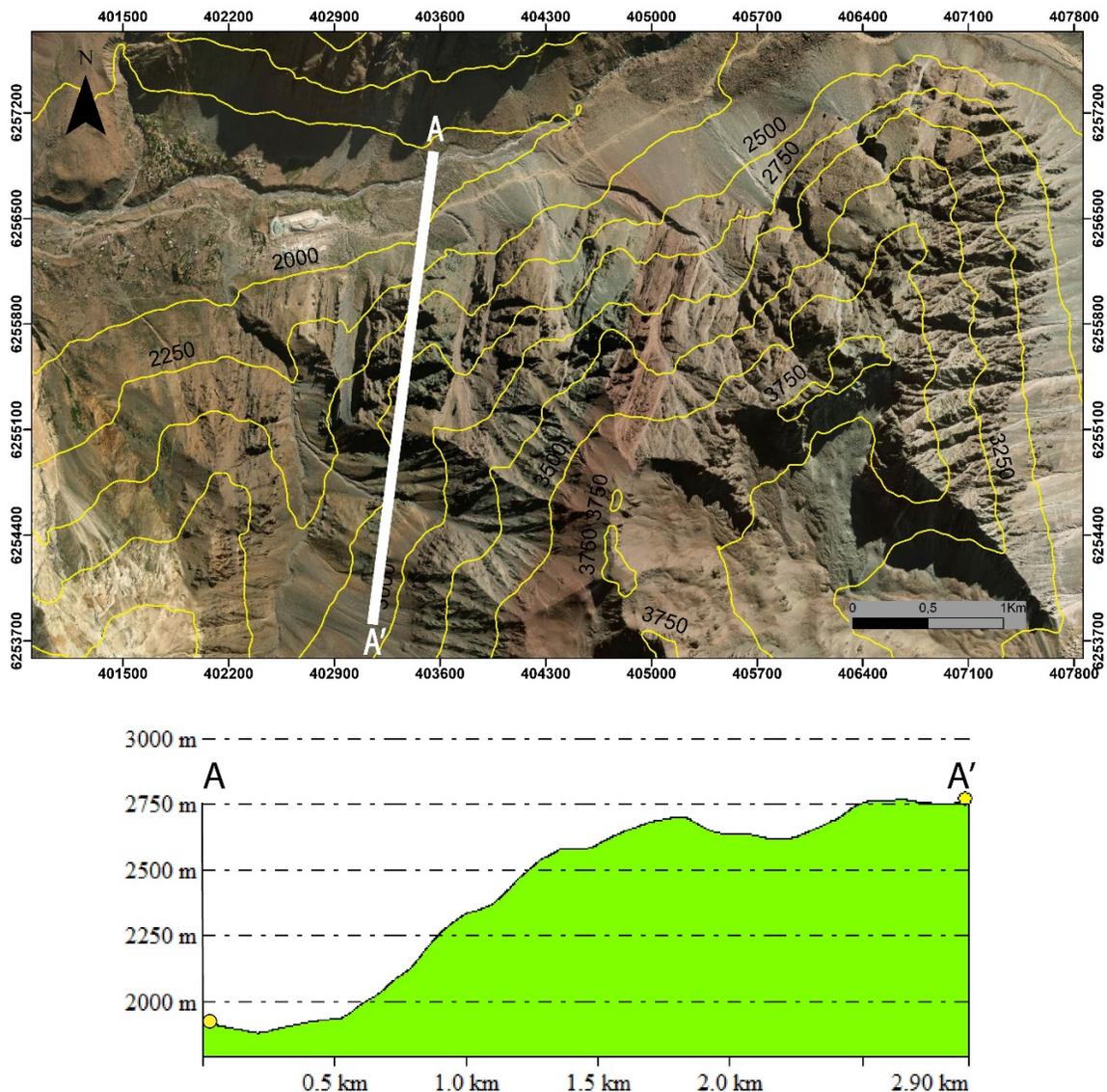


Figura 54. (Arriba) Imagen satelital de Google Earth de la ladera de estudio, donde se marca la traza del perfil A-A'. (Abajo) Perfil de elevación A-A' donde se observa la asimetría de esta sección de la ladera.

6.2 MAPEO E IDENTIFICACIÓN DE ESTRUCTURAS

El mapeo realizado pudo evidenciar la ocurrencia de un gran número de estructuras geomorfológicas que no se encontraban descritas en la literatura previa. Se destaca que hay concentración de estructuras en el sector más occidental de la ladera de estudio como también en el sector más oriental, mientras que en el sector intermedio no fue posible identificar estructuras en imágenes satelitales o fotografías del área. Esto podría indicar que la ladera está experimentando fenómenos de deformación en sectores limitados por la presencia de estas estructuras.

De la Tabla 1 se reconoce que las estructuras de la zona media-superior poseen largos mayores, alcanzando hasta los 600m de largo, y alturas de hasta 100m aproximadamente, mientras que en la zona inferior las estructuras tienen largos y altos considerablemente menores. Este hecho podría tener relación con el desarrollo de las estructuras. Barth (2013) destaca que las estructuras geomorfológicas con mayor largo y alto son aquellas más antiguas y que han tenido más desarrollo en el tiempo, formando superficies continuas de rotura. De este modo las estructuras de la zona media-superior serían las primeras que se habrían formado, y posteriormente se habrían desarrollado nuevas estructuras hacia el pie de la ladera.

De acuerdo con los resultados obtenidos, en la zona inferior de la ladera se reconocieron dos fallas normales de vergencia SW que estarían acomodando la deformación en esta parte de la ladera. De este modo se sugiere que las restantes estructuras geomorfológicas encontradas también estarían relacionadas a superficies de fallamiento normal, posiblemente tratándose de la continuación en profundidad de las superficies geomorfológicas como contraescarpes (Figura 55).

Varios autores destacan que es común interpretar erróneamente el origen de fallas relacionadas a tectónica o relacionadas a gravedad. En este sentido se sugiere que las estructuras descritas en la zona de estudio corresponden a fallas gravitacionales, por los siguientes criterios descritos por McCalpin (1999):

- Fallas gravitacionales comúnmente forman arreglos o enjambres, mientras que las fallas tectónicas comúnmente se encuentran aisladas.
- Fallas gravitacionales suelen tener formas arqueadas y ser discontinuas, mientras que las tectónicas suelen ser rectas y continuas en el rumbo.
- Fallas gravitacionales usualmente tienen menor extensión y ocurren a escala de afloramientos

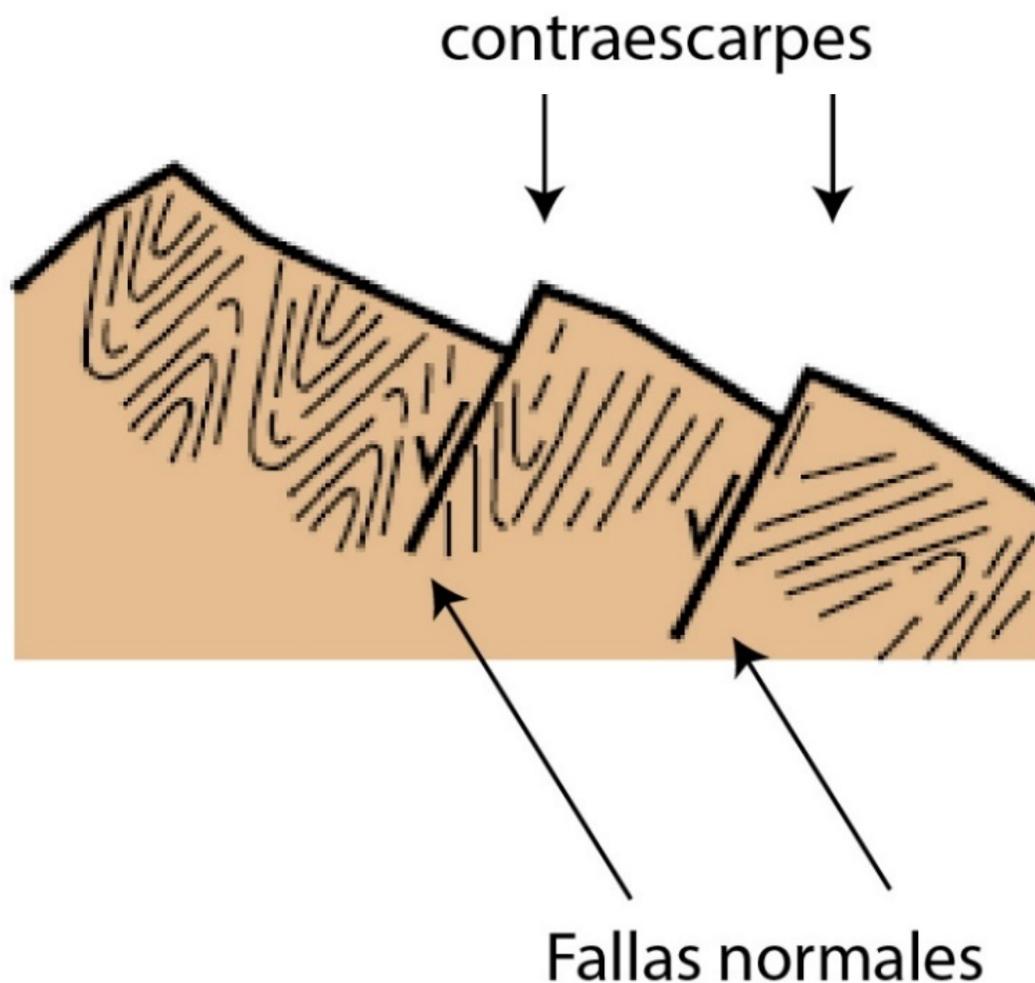


Figura 55. Esquema de laderas afectadas por sackungen. Se muestran las fallas normales y las estructuras geomorfológicas asociadas (contraescarpes).

6.3 CLASIFICACIÓN Y ORIGEN DE LA DEFORMACIÓN

De acuerdo con la información obtenida en este trabajo, la deformación presente en la ladera noroeste del Cerro Valdés corresponde a una deformación gravitacional profunda de laderas (DSGSD), donde las fallas normales encontradas sugieren que se trata de una deformación de tipo *sackungen* (Figura 55). Este proceso estaría acomodando el reajuste gravitacional de la ladera de estudio, provocando un hundimiento de esta por medio de las estructuras mencionadas (Figura 55). Otra característica notoria en la ladera de estudio es la ausencia de una superficie de ruptura definida, que de acuerdo con Hungr et al., 2014, es una característica de las deformaciones de ladera.

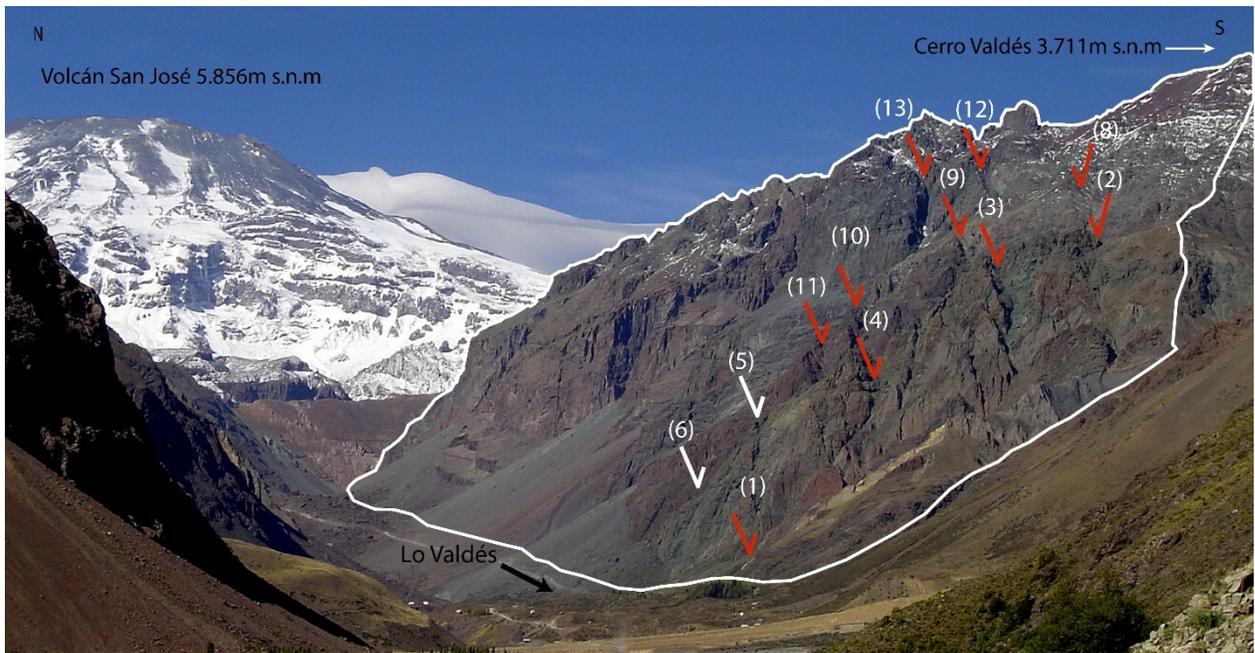


Figura 56. Fotografía de la ladera de estudio, tomada hacia el Este. Se destacan con símbolo blanco las fallas normales observadas y en rojo las fallas normales inferidas.

Varios modelos se han propuesto para el desarrollo de las deformaciones gravitacionales de ladera. Entre las causas predominantes se encuentra la relajación de laderas en valles glaciares, luego del retroceso de las masas glaciares (Agliardi et al., 2001). Otra causa ampliamente aceptada es la carga dinámica generada durante terremotos, la cual puede iniciar (Jibson et al., 2004), o acelerar (Moro et al., 2007) el desarrollo de deformaciones gravitacionales (Pánek & Klimeš, 2016).

En la zona de estudio no es posible definir una causa concreta para la deformación de la ladera noroeste del Cerro Valdés, aunque se sugiere que está ligada a la deglaciación del valle y también a eventos sísmicos corticales. Este último factor ha sido correlacionado estadísticamente con la distribución de deslizamientos en la Alta Cordillera (Antinao & Gosse, 2009), por lo que, si existe una relación entre esta deformación y sismicidad cortical, sería una posible fuente de información paleosismológica en la zona de estudio.

6.4 RELACIÓN CON ACUÍFERO

En el afloramiento de la estructura (1) (Figura 26) se pudo reconocer travertino sobre capas de la Formación Lo Valdés (Figura 17), por lo que esta estructura probablemente estuvo conectada a una fuente de fluidos termales que formó este depósito.

En la localidad de Baños Morales, a dos kilómetros de este punto se encuentra una fuente termal que contiene travertinos, debido a esto se infiere que la fuente de estos fluidos es la misma para ambos puntos. Además, el depósito de travertino en Baños Morales está controlado por la permeabilidad secundaria generada en el acuífero, ligada a fallas y estructuras que transportan los fluidos en profundidad y luego permiten que afloren en superficie (Pincetti, 2016).

Todo lo anterior sugiere que al menos la estructura geomorfológica (1) se prolonga en profundidad, y que podría haber una influencia de las estructuras mayores (Fallas) en la formación de las estructuras geomorfológicas presentes en la zona de estudio.

6.5 MECANISMOS Y MODELO

Varios mecanismos han sido propuestos para la formación de *sackungen*. Beck (1968) propuso un origen gravitacional para las estructuras formadas en este tipo de deformación de ladera, causado por el reajuste de esfuerzos en los valles después del retroceso de glaciares. Para el caso de estudio se propone un mecanismo controlado por fallas normales de origen gravitacional. Sin embargo, no se descarta que otros mecanismos estén actuando en el área o que sea una combinación de estos.

La localización de las estructuras y su orientación está posiblemente controlada por los planos de debilidad como sets de diaclasas. Otros trabajos (Jahn, 1964; Tabor, 1971, Agliardi et al., 2009b) proponen este mismo control debido a que el rumbo de las estructuras geomorfológicas es aproximadamente NW-SE y los sets de diaclasas principales también tienen un rumbo que sigue esta misma dirección, como se muestra en la Figura 57. Además, se destaca la existencia de dos sets de diaclasas de alto ángulo (Figura 57), lo cual de acuerdo con Ambrosi & Crosta (2011) es un factor de gran importancia en la generación de deformaciones gravitacionales.

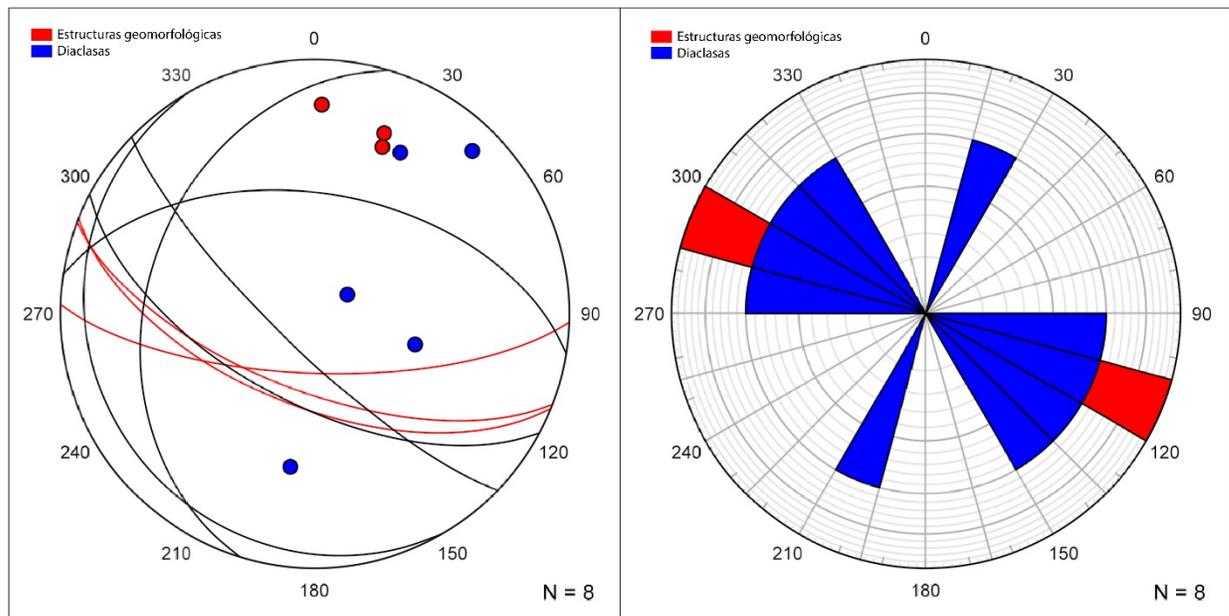


Figura 57. (Izquierda) Diagrama de polos mostrando las estructuras geomorfológicas medidas (rojo) y los sets de diaclasas principales del área de estudio (azul). (Derecha) Diagrama de roseta para estructuras geomorfológicas (rojo) y sets de diaclasas principales del área de estudio (azul).

Cuatro modelos esquemáticos son presentados para la ladera de estudio, localizados específicamente en la dirección del perfil A-A de la Figura 54. Estos modelos presentan 3 variaciones, la primera es la orientación de la continuación en profundidad de la estructura (2), interpretada en este trabajo como contraescarpe. Sin embargo, no fue posible inferir un sentido para la estructura que controla el desarrollo de este contraescarpe. Debido a esto se consideran ambas orientaciones de esta estructura para el análisis. La segunda variación es la deformación en profundidad, donde en un primer caso se asume que la continuación de las estructuras culmina en una zona de deformación continua, y para el otro caso se asume que las estructuras se conectan en profundidad con una superficie definida de deslizamiento.

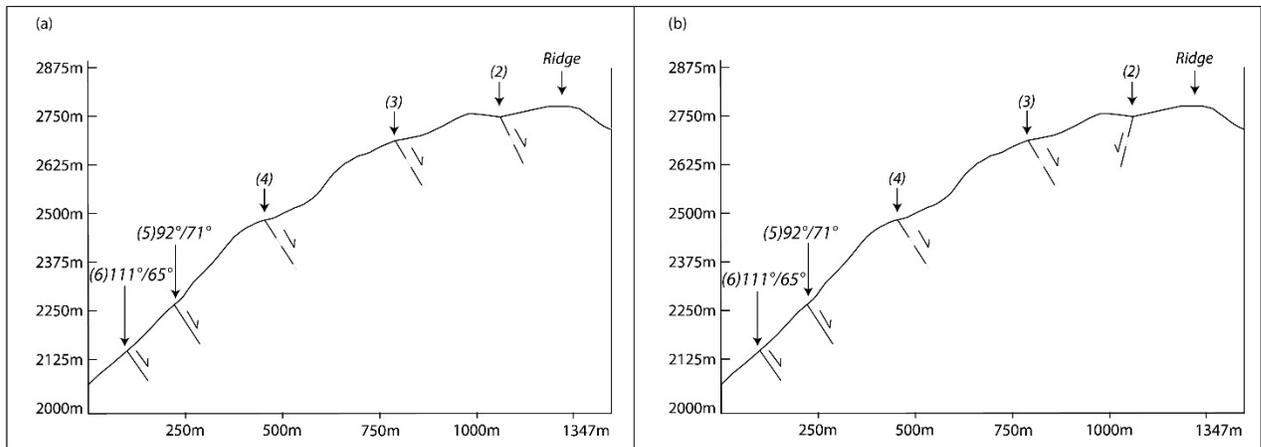


Figura 58. Modelos esquemáticos de deformación en la ladera de estudio con zona continua de deformación, (a) fallas normales migran en profundidad hacia una zona de deformación continua. (b) fallas normales migran en profundidad hacia una zona de deformación continua, con estructura (2) sintética a la ladera.

En los modelos de la Figura 58, no se observa una diferencia notable entre la geometría de la deformación, debido a que los movimientos son acomodados en una amplia zona de deformación lenta y continua. Estos modelos podrían explicar la ausencia de una superficie definida de ruptura, o bien podrían corresponder a una etapa más temprana de la deformación, sin formación de superficies de deslizamiento en profundidad. Por otro lado, en los modelos de la Figura 59, donde la estructura (2) cambia de dirección de buzamiento se genera un cambio en la geometría de la superficie de deslizamiento. Cuando la estructura (2) es antitética a la ladera, la superficie de deslizamiento inferida en profundidad se extiende más atrás de la cresta (ridge), este modelo se asemeja al propuesto por Beck (1968) para crestas simétricas, en el cual las estructuras se prolongan por planos en profundidad simétricos y antitéticos a cada ladera (Figura 60). Este modelo podría corroborarse si se encontrara evidencia de la superficie de deformación en la parte Sur de la cresta.

Cuando la estructura (2) es sintética a la ladera, la superficie de deslizamiento en profundidad comenzaría posiblemente bajo esta estructura, este tipo de modelo es similar al propuesto por Barth (2013) para el espolón Martyr, el cual corresponde a una cresta (ridge) asimétrico.

En cuanto a la extensión de esta superficie inferida se piensa de acuerdo con la literatura (e.g., Agliardi et al., 2001; Bachmann et al., 2009; Barth, 2013), que se extiende paralela a la ladera y luego se torna horizontal cerca de la zona más baja del valle del río Volcán. Es posible que la superficie no se encuentre desarrollada completamente. Bachmann et al., 2009 destaca que la formación de esta superficie es un proceso continuo que se inicia bajo superficie, y se propaga hacia el valle.

Finalmente se infiere que el modelo (b) de la Figura 5, se ajusta mejor a las características de este sector de la ladera, donde tiene un perfil asimétrico en dirección N-S. Dado que no se observa gran fracturamiento al sur de la cresta (Figura 54), se descarta el modelo (a) de la Figura 59. Se debe corroborar esta hipótesis con modelamiento numérico o con métodos de estudio de subsuperficie (e.g. Métodos geofísicos, estratigráficos).

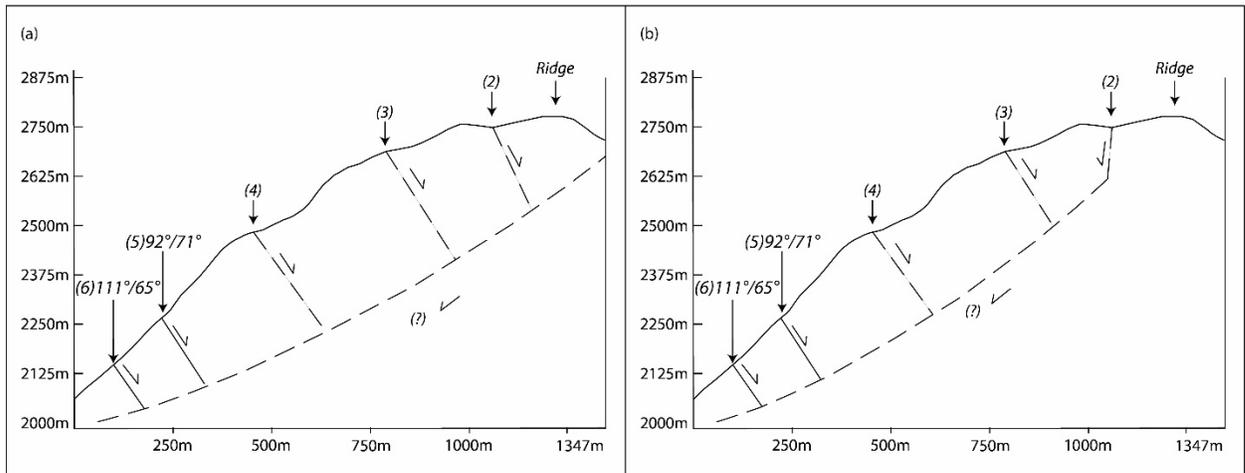


Figura 59. Modelos esquemáticos de deformación con superficie profunda de deslizamiento. (a) Modelo con estructura (2) antitética a la ladera. La superficie profunda de deformación se extiende más atrás del ridge y se extiende hacia el valle (b) Modelo con estructura (2) sintética a la ladera. En este caso la superficie profunda de deformación comienza desde la estructura (2) y se extiende hacia el valle.

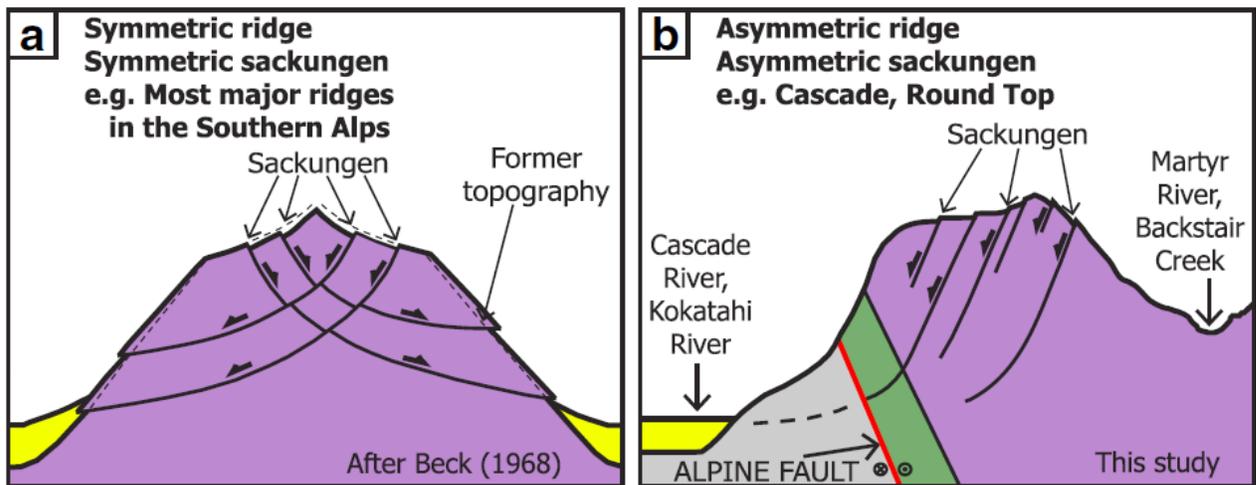


Figura 60. (a) Modelo propuesto para Beck (1968) para sackungen en ridge simétrico. (b) Modelo propuesto por Barth (2013) para sackungen en ridge asimétrico. Tomado de Barth (2013).

6.6 LIMITACIONES

Una de las grandes limitaciones en este trabajo es la dificultad para acceder directamente a los lugares de afloramiento de las estructuras, ya que la mayoría se encuentran a gran altura y terrenos de difícil acceso. El uso de un dron facilitaría en gran medida la obtención de fotografías en las zonas de gran altura para una mejor caracterización de las estructuras geomorfológicas.

No fue posible establecer una edad para las estructuras geomorfológicas encontradas, en este caso se podrían obtener dataciones directas mediante isótopos cosmogénicos e indirectas mediante datación de C_{14} en material acumulado en las trincheras o cuñas coluviales adyacentes a las estructuras.

La medición de la tasa de desplazamiento de la ladera no fue posible estimar, debido a que este tipo de fenómenos se mueven muy lento. Estas mediciones deben ser realizadas en largos periodos de tiempo y por medio de LiDAR o InSAR, para obtener resultados precisos. Sin esta información no es posible evaluar el estado de esta deformación, la cual podría encontrarse en movimiento continuo, episódico o bien estabilizado.

Finalmente, no fue posible corroborar la existencia de una zona continua de deformación en profundidad o de una superficie profunda de deslizamiento. La realización de un pozo o sondaje al pie de la ladera podría mostrar la estratigrafía del relleno y posiblemente sugerir el mecanismo de movimiento de la ladera en profundidad.

6.7 PELIGRO GEOLÓGICO

Autores como Korup (2005b) muestra una serie de eventos en los Alpes Australes donde *sackungen* y DSGSD en general, fueron descritos como fenómenos previos a una remoción en masa acelerada o catastrófica. De forma similar, Kaneda (2017) sugiere que los procesos de deformación gravitacional profunda de ladera (DSGSD) y los deslizamientos no son fenómenos distintos, sino más bien los (DSGSD) evolucionan en grandes deslizamientos (Figura 59).

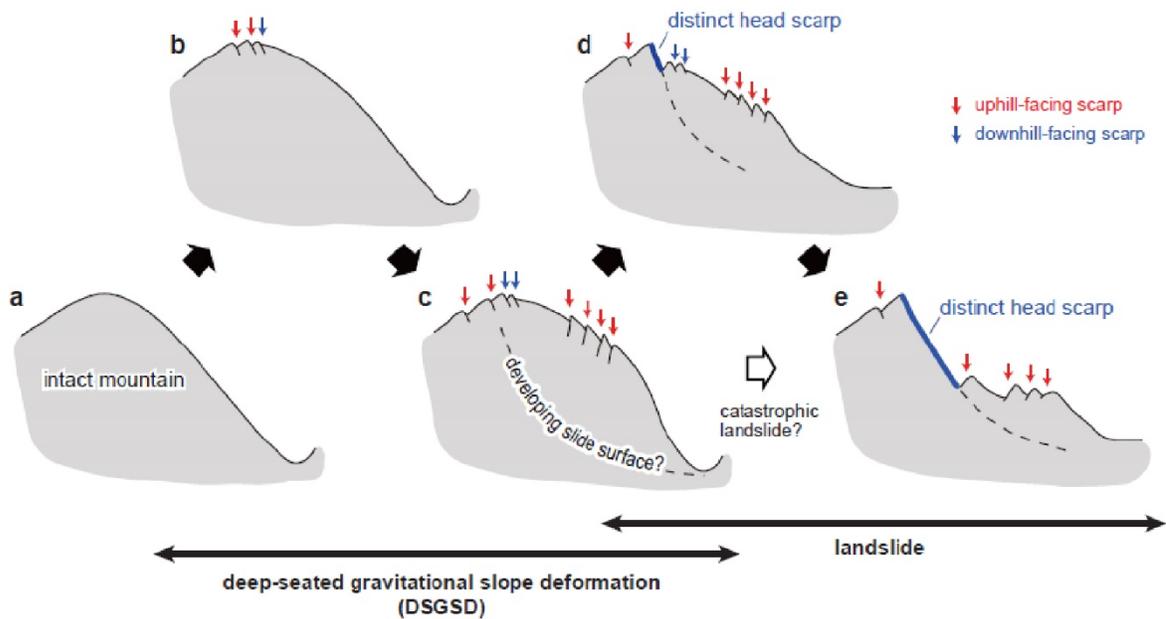


Figura 61. Modelo de desarrollo de un DSGSD que culmina en un deslizamiento. Expresiones no están a escala y se exageran para mejor visualización. Tomado de Kaneda (2017).

De acuerdo con Barth (2013), los factores clave que pueden indicar que un *sackungen* es potencial fuente de una remoción en masa son (1) el largo de las estructuras y el grado de segmentación de estas (mientras más largas y menos segmentadas implica una superficie más continua de deslizamiento en profundidad), (2) la cantidad de desplazamiento en la estructura (mientras más desplazamiento puede indicar una superficie friccional de rotura más débil y desarrollada), (3) presencia de macizo rocoso con daño tectónico en la base de la ladera, (4) presencia de protuberancias o laderas empinadas bajo las estructuras geomorfológicas, y (5) grado de asimetría de la distribución de las estructuras. Crestas asimétricas (i.e., aquellas donde la elevación del valle en un lado de la cresta es menor que el otro lado y así tienen potenciales gravitatorios asimétricos) y deformación *sackungen* en la ladera de menor potencial pueden estar propensos a roturas profundas ya que no están compensados en el otro lado de la cresta, como en crestas simétricas (Figura 60).

De este modo se sugiere que la deformación gravitacional profunda de tipo *sackungen* que afecta la zona de estudio es un potencial peligro geológico que eventualmente podría generar el colapso del macizo, generando remociones en masa de gran tamaño que podrían afectar a localidades como Lo Valdés y Baños Morales.

Es necesario realizar más estudios para confirmar que esta deformación gravitacional profunda (*sackungen*) está activa y además es necesario evaluar el porcentaje de la ladera que está siendo deformada. Los *sackungen* y DSGSD en general, al ser procesos con tasas de movimiento muy bajas, deben ser monitoreados constantemente para observar las variaciones y/o aceleraciones que pueda experimentar.

7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los fenómenos de deformación gravitacional profunda de laderas han sido ampliamente estudiados en los últimos 50 años, sin embargo, solo en las últimas décadas ha sido posible investigar con más detalle las características de estos procesos, gracias a mediciones de GPS y sensores remotos de alta resolución que pueden medir desplazamientos milimétricos en los macizos rocosos. Esta es una oportunidad para realizar investigaciones específicas en este tipo de deformaciones que, probablemente se encuentra presente en gran parte de la Cordillera de los Andes.

De los resultados obtenidos se puede destacar y concluir que el sector más occidental de la cara Noroeste del Cerro Valdés está sujeta a una deformación gravitacional profunda de ladera (DSGSD), de tipo *sackungen*, evidenciada por estructuras geomorfológicas como escarpes, contraescarpes, y trincheras, además de la carencia de una superficie definida de rotura y fallas normales gravitacionales antitéticas a la ladera.

Debido a la complejidad y múltiples factores involucrados en los procesos investigados se concluye que deben realizarse estudios más completos del fenómeno que abarquen mediciones de tasas de desplazamiento mediante LiDAR o InSAR en periodos anuales de tiempo, además de estudios que permitan datar las edades de las estructuras geomorfológicas, por ejemplo, mediante el uso de isótopos cosmogénicos que permitirían constreñir la edad de exposición aérea de los escarpes.

Por otro lado, se recomienda realizar estudios estratigráficos en la zona cercana a las fallas que permitan evaluar la actividad de las estructuras y determinar si han estado sujetas a movimientos continuos en el tiempo (de reptación), episodios de movimientos discretos en forma de pulsos, o bien una combinación de estos dos tipos de movimientos. Estos estudios podrían contribuir en la caracterización del modo de movimiento de la ladera, y para evaluar una eventual relación con sismicidad.

Para dilucidar el origen de las estructuras se recomienda modelar numéricamente la ladera y evaluar la respuesta al efecto de liberación de esfuerzos al comenzar la deglaciación y además considerar otro escenario donde sismicidad cortical sea el efecto principal de deformación.

Por último, se recomienda realizar una evaluación del peligro geológico debido a que, como es destacado por autores como Barth (2013) y Moretti et al., 2016, las deformaciones gravitacionales profundas como *sackungen* son fuentes precursoras de remociones en masa catastróficas.

BIBLIOGRAFÍA

Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59, 83-102.

Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A., Ravazzi, C., 2009a. Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology* 103, 113-129.

Agliardi, F., Zanchi, A., Crosta, G.B., 2009b. Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): Constraints on the recent evolution of the mountain range. *Tectonophysics* 474, 250-270.

Agliardi, F., Crosta, G.B., Frattini, P., 2012. Slow rock slope deformation, in: Clague, J.J., and Stead, D., (Eds.), *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge University Press, pp. 207-221. ISBN- 13: 9781107002067.

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín No 9, 70 p.

Aguirre, L., Calderón, S., Vergara, M., Oliveros, V., Morata, D., Belmar, M., 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile Central. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, 22-26 Noviembre, 2009.

Aguirre-Urreta, M.B., 1996. El tithoniano marino en la vertiente argentina del paso de Piuquenes. *Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Vol. V, p. 185.

Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., 1997. La Formación Lo Valdés en el alto Río Colina, Región Metropolitana, Chile Central. *Actas VII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, Vol. 1, p. 411-415.

Alvarado, P.; Beck, S.; Zandt, G.; Araujo, M.; Triep, E. 2005. Crustal deformation in the south central Andes backarc terranes as viewed from regional broadband seismic waveform modeling. *Geophysical Journal International* 60 (2): 580-598.

Alvarado P, Barrientos S, Saez M, Astroza M, Beck S., 2009. Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2): 26-36.

- Ambrosi, C., Crosta, G.B., 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology* 83, 183–200.
- Ambrosi, C., Crosta, G., 2011. Valley shape influence on deformation mechanisms of rock slopes, in: Jaboyedoff, M. (Ed.), *Slope Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 351, pp. 215-233.
- 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* 104, 117-133.
- Apuani, T., Corazzato, C., 2009. Numerical model of the Stromboli volcano (Italy) including the effect of magma pressure in the dyke system. *Rock Mech. Rock. Eng.* 42, 53–72.
- Bachmann, D., Bouissou, S., Chemenda, A., 2009. Analysis of massif fracturing during deep-seated gravitational slope deformation by physical and numerical modeling. *Geomorphology* 103, 130-135.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., Monfret, T., 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 759–768.
- Barth, N. C., 2013. The Cascade rock avalanche: implications of a very large Alpine Fault-triggered failure, New Zealand. *Landslides*: 1-15.
- Beck, A. C., 1968. Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 11, 191-199.
- Biró, L., 1964. Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 118 p. Santiago.
- Calderón, S., 2008. Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del río Volcán (33°50'-34°00'S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 109 p.
- Carbonel, D., Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., McCalpin, J., Guerrero, J., Rodríguez, V., 2013. Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of the Zenzano fault (Iberian chain, N Spain). *Geomorphology* 189, 93–108.

- Charrier, R y Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. In: Reutter, K.J., Scheuber, E. & Wigger, P. (editores): Tectonics of the Southern Central Andes, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 233-242.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., y Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 117-139.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. Geological Society Special Publication: *The Geology of Chile*: Londres, p. 21-114.
- Chigira, M., 1992. Long-Term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology* 32, 157-184.
- Corominas, J., 1989, Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera, en Corominas, ed., *Estabilidad de taludes y laderas naturales*: Zaragoza, Sociedad Española de Geomorfología, p. 1-30.
- Corominas Dulcet, J., y García Yagué A., 1997, Terminología de los movimientos de laderas, en *Memorias, IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, Granada, España, p. 1051-1072.
- Crosta, G., Frattini, P., Agliardi, F., 2013. Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics* 605, 13-33.
- Cruden, D. M., 1991. A simple definition of a landslide, *Bull. Int. Assoc. Eng Geol. Environ.* 43: 27-30.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslide types and processes. In: K., Turner A., L., Schuster R. (Eds.), *Landslides Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, US National Research Council. Special Report 247, Washington, DC, Chapter. Vol. 3, pp. 36-75.
- Dikau, R., Brundsen, D., Schrott, L., y Ibsen, M. ed., 1996, *Landslide recognition, identification, movement and causes*: Chichester, Wiley & Sons, 251 p.

- Dramis, F., Sorriso-Valvo, M., 1994. Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Engineering Geology* 38, 231-243.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., S., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., y Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building: *Tectonics*, v. 29, p. 1-22.
- Flores, R., Arias, S., Jenschke, V., Rosemberg, L.A., 1960. Engineering aspect of the earthquakes in the Maipo Valley, Chile, in 1958. In: *Proceedings of Proceedings of 2nd World Conference in Earthquake Engineering*. vol. 1. pp. 409–431.
- Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S: Tesis de Magister. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 235 p.
- Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O, Levi, B., Aguirre, L., 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Vol. 2, p. 21-25.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33° S): una reinterpretación sobre la base de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, No 2, p. 207- 225.
- Gana, P. and Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33°30'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24 N° 2, p. 145-163.
- García, M., 2016. Análisis dinámico de un deslizamiento traslacional de roca provocado por acción sísmica mediante el uso de elementos discretos. Tesis de Magister, Universidad de Chile.
- García, M., Pasten, C., Sepúlveda, S., Montalva, G., 2018. Dynamic numerical investigation of a stepped-planar rockslide in the Central Andes, Chile. *Engineering Geology*. V 237: p 64-75.
- Giambiagi, L. B., and V. A. Ramos., 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45', above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 101-116, doi: 10.1016/S0895-9811(02)00008-1.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30' S -34°S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 707-724.

- Giambiagi, L., 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 58, No 1, p. 85-96.
- González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerales*, Santiago, Vol. 17, No 81, p. 20-61.
- González, P., 2010. Geología y Geomorfología del Complejo de Remoción en Masa la Engorda Chile Central. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103776>
- Goodman, R.E., y Bray, J.W., 1976, Toppling of rock slopes, en *Memorias, Specialty Conference on Rock Engineering for Foundations and slopes*, Boulder: Boulder, Colorado, p. 201–234.
- Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., Piacentini, D., Soldati, M., 2008. Late Quaternary episodic displacement on a sacking scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence? *Geodin. Acta* 21, 187–202.
- Gutiérrez, F., Carbonel, D., Guerrero, J., McCalpin, J.P., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., 2012a. Late Holocene episodic displacement on fault scarps related to interstratal dissolution of evaporites (Teruel Neogene Graben, NE Spain). *J. Struct. Geol.* 34, 2–19.
- Hallam, A., Biró-Bagóczkyl, L., Pérez, E., 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian – Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, Vol. 123, No 4, p. 425-435.
- Hauser, A., 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín No. 45, p. 7-29.
- Hermanns, R. L., 2018. Landslide. In: Bobrowsky P.T., Marker B. (eds) *Encyclopedia of Engineering Geology*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Cham.
- Hippolyte, J.C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlés, D., Braucher, R., Ménard, G., Souffaché, B., 2006. The recent fault scarps of the Western Alps (France): tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, leveling, and ¹⁰Be dating approach. *Tectonophysics* 418, 255-276.
- Hoek, E., y Bray, J.W., 1981, *Rock slopes engineering: Institution of Mining and Metallurgy*, 358 p.

- Hoek, E, Carranza-Torres, C.T. and Corkum, B., 2002. Hoek-Brown failure criterion: 2002 edition. In Proceedings of the Fifth North American Rock Mechanics Symposium, Toronto, ON, pp. 276-273.
- Hungr, O., 2005, Classification and terminology, en Jakob, M., y Hungr, O., ed., Debris flow hazard and related phenomena: Chichester, Springer-Praxis, p. 9–23.
- 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.
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide type, an update. Landslides 11, 167-194.
- Hutchinson, J.N., 1968. Mass Movement, en Fairbridge, R. W. (ed.), Encyclopedia of Earth Sciences, Reinhold, New York, p. 688-695
- Hutchinson, J.N., 1988. General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne. 1, 3-35.
- Jahn, A., 1964. Slope morphological features resulting from gravitation. Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband 5, 59 – 72.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D.K., 2004. Landslides triggered by the 2002 Denali fault, Alaska earthquake and the inferred nature of the strong shaking. Earthquake Spectra 20, 669–691.
- Johnson, Ph. L., Cotton, W. R., The Santiago Landslide and associated ridge-top graben (sackungen): Implications for paleoseismic studies. Environmental and Engineering Geoscience 11 (2005) 5-15.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. Tectonics, v. 20, p. 308-324.
- Kaneda, H., & Kono, T. 2017. Discovery, controls, and hazards of widespread deep-seated gravitational slope deformation in the Etsumi Mountains, central Japan. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 122, 2370– 2391. <https://doi.org/10.1002/2017JF004382>

- Kellogg, K.S., 2004. Thrust-induced collapse of Mountains. An example from the “Big Bend” region of the San Andreas Fault, Western Transverse Ranges, California, U.S. Geological Survey Scientific Investigation Report 2004-5206, 2004, 16p.
- Kinakin D., Stead, D., 2005. Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of Sackung. *Geomorphology* 65, 85-100.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín No 8, 95 p.
- Korup, O., 2005. Large landslides and their effect on sediment flux in South Westland, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 30(3), 305-323.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 2008. Deformación compresiva cuaternaria en la cordillera principal de Chile central (Cajón del Maipo este de Santiago), *Revista Geológica de Chile* 35(2):233-252.
- Lenti, S., Martino, A., Paciello, A., Prestininzi, A., Rivellino, S., 2012. Microseismicity within a karstified rock mass due to cracks and collapses as a tool for risk management. *Nat. Hazards* 64, 359–379.
- Leyton, F., Ruiz, S., Sepúlveda, S.A., 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean Geology*.
- Mahr, T., 1977. Deep-reaching gravitational deformation of high mountain slopes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 19, 121-127
- Mardones, V., 2016. Análisis estructural de los depósitos Mesozoicos y Cenozoicos en la Cordillera Principal en el Valle del Río Volcán, Región Metropolitana, Chile (33°44'-33°56's). Memoria. Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Mardones, V., 2019. Evolución tectónica meso-cenozoica de la cordillera principal de Los Andes de Chile Central, 33°30'S-34°S. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/170521>.
- Martínez, R., Osorio, R., 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerales* No 82, p. 28-43.

- McCalpin, J., 1999. Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarp-like landforms in mountainous regions. *Techniques for Identifying Faults and Determining their Origins*. U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, pp. 2.55 – 2.59.
- Miller, DJ., Dunne, T., 1996. Topographic perturbations of regional stresses and consequent bedrock fracturing. *Journal of Geophysical Research* 101: 25523. DOI: 10.1029/96JB02531
- Molnar, P., 2004. Interactions among topographically induced elastic stress, static fatigue, and valley incision. *Journal of Geophysical Research* 109: F02010. DOI: 10.1029/2003JF000097
- Molnar, P., Lyon-Caen, H., 1988. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophysical Journal International* 99, 123-153.
- Moreiras, S. M., & Sepúlveda, S. A., 2014. Megalandslides in the Andes of Central of Chile and Argentina (32°-34°S) and potential hazards. *Geological Society, London, Special Publications*, 399 (1), 329-344.
- Moretti, D., Davies, T., Giardino, M., & Perotti, L., 2016. Coseismic landsliding hazard at Franz Josef (New Zealand): preliminary geomorphic analysis of deformation mechanisms and future evolution. In *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice* (Vol. 3, pp. 1501-1509). CRC Press.
- Moro, M., Saroli, M., Gori, S., Falcucci, E., Galadini, F., Messina, P., 2012. The interaction between active normal faulting and large scale gravitational mass movements revealed by paleoseismological techniques: a case study from central Italy. *Geomorphology* 151–152, 164–174.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 1989, The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, in Ericksen, G.E., Cañas, M.T., and Reinemud, J.A., eds., Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Volume 11, p. 59-90.
- Müller, R. D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N. M., Shephard, G. E., Maloney, K. T., Bamett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D. J., Cannon, J., 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 44, 107-138.

- Nichol, S.L., Hungr, O. and Evans, S.G., 2002. Large-scale brittle and ductile toppling of rock slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 39, 773-788.
- Pairoa, S., 2018. Modelo geológico tridimensional en el valle del río Volcán: Un caso de estudio con fotogrametría digital. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 54p.
- PMA:GCA 2007. Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la Evaluación de Amenazas. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica Multinacional, No.4.
- Pánek, T., Tábořík, P., Klimeš, J., Komárková, V., Hradecký, J., Šťastný, M., 2011a. Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching. *Geomorphology* 129, 92–112.
- Pánek, T., Klimeš, J., 2016. Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations: a review. *Earth Sci. Rev.* 156, 14–38. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.02.007>.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *J. S. Am. Earth Sci.* 15 (1), 11–22.
- Pardo-Casas, F., and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6 n:3, p.233-248.
- Pérez, A., Ruiz, J., Vargas, G., Rauld, R., Rebolledo, S., and Campos, J., 2014. Improving seismotectonics and seismic hazard assessment along the San Ramón Fault at the eastern border of Santiago city, Chile, *Nat. Hazards*, 71, 243–274, 2014.
- Pincetti, G., 2016. Hidrogeoquímica e Hidrodinámica de las fuentes termales del Río Yeso y Río Volcán, Cordillera de los Andes, Región Metropolitana, Universidad de Chile.
- Radbruch-Hall, D., 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes, in: Voight, B. (Ed.), *Rockslides and Avalanches – Natural Phenomena. Developments in Geotechnical Engineering*, vol. 14., Elsevier, Amsterdam, p. 608-657.
- Rauld, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 57 p.

Savage, W. Z., Swolfs, H. S. & Powers, P. S. 1986. Gravitational stresses in long symmetric ridges and valleys. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 22, 291–302.

Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33° 15' -33° 30'S; 70° 30' -70° 45'O, Chile Central Geología, Universidad de Chile, Santiago, 154p.

Sellés, D., 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 1, p. 555-558.*

Sellés, D., Gana, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostaal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 74: 30p

Sepúlveda, S. A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E., Rebolledo, S. & Verdugo, R., 2008. New findings on the 1958 Las Melosas Earthquake Sequence, Central Chile: Implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering*, 12, 435-455.

Sernageomin. 2003. Carta geológica de Chile (escala 1:1.000.000): Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Publicación Geológica Digital 4.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40m.y.: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, p.211-215.

Somoza, R., and Zaffarana, C. B., 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean Cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 267-277.

Somoza, R., Guidella, M., 2005. Convergencia en el margen occidental de America del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallon y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 60 n:4, p. 797-809.

Tabor, R.W., 1971. Origin of the ridge-top depressions by largescale creep in the Olympic mountains, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 82, 1811 – 1822.

Tassara, A., Yáñez, G., 2003 Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, vol.30, n° 2, p.159-186.

- Tavera, J., 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. Universidad de Chile, Departamento de Geología, (inédito), 9 p. Santiago.
- Ter-Stepanian, G., 1966. Types of depth creep on slopes in rock masses. First International Congress of the International Society of Rock Mechanics, vol. 2, pp. 157 – 160.
- Thiele, R., 1980. Carta Geológica de Chile 1:250.000. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39: 51 p.
- Varnes, D. J., 1958. Landslide types and processes, in: Eckel, E. B. (ed.), Landslides and Engineering Practice, Highway Res. Board Special Report 29, p. 20-47.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes, in: Schuster, R.L., and Krizek, R.J. (Eds.), Landslides, Analysis and Control, Special Report 176. Transportation and Road Research Board, National Academy of Sciences, Washington DC., pp. 11-33.
- Varnes, D. J., Radbruch-Hall, D. y Savage, W. Z. 1989. Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the western United States. U. S. Geological Survey. Professional Paper 1496, 28 pp.
- Wall, R., Sellés, D., y Gana, P., 1999. Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico, v. 11.
- Wyss, A., Flynn, J., Norell, M., Swisher, C., Novacek, M., Mckenna, M., Charrier, R., 1994. Paleogene mammals from the Andes of Central Chile: a preliminary Taxonomic, Biostratigraphic, and Geochronologic Assessment. American Museum of Natural History 3098: 31p.
- Yrigoyen, M. 1979. Cordillera principal. Academia Nacional de Ciencias Córdoba, Simposio de Geología Regional, No2, Vol. 1, pp. 651-694.
- Zischinsky, U., 1966. On the deformation of high slopes, Proceedings of 1st Conference of the International Society of Rock Mechanics, Lisbon, 2: 179-185.
- Zischinsky, U., 1969. On the deformation of high slopes. Proceedings of the 1st Congress of the International Society of Rock Mechanics 2, 179-185.
- Zonenshayn, L. P., Savostin, L.A., Sedov, A. P. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. Geotectonics, Vol. 18, p. 181-195.

