



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

PELIGRO DE GRANDES REMOCIONES EN MASA EN EL VALLE DEL RÍO PANGAL, PROVINCIA DE CACHAPOAL, REGIÓN DE O'HIGGINS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

DIEGO IGNACIO CHACÓN LÓPEZ

PROFESOR GUÍA:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FERNANDO POBLETE GÓMEZ
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE
2019

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Diego Ignacio Chacón López
FECHA: 18/03/2019
PROFESOR GUÍA: Sergio Sepúlveda
Valenzuela

PELIGRO DE GRANDES REMOCIONES EN MASA EN EL VALLE DEL RÍO PANGAL, PROVINCIA DE CACHAPOAL, REGIÓN DE O'HIGGINS

Los fenómenos de remoción en masa de gran magnitud son procesos geomorfológicos capaces de generar impactos significativos en la evolución de los valles cordilleranos, como es el caso de la Cordillera de los Andes. En particular las avalanchas de roca son capaces de generar grandes desastres debido a su gran movilidad y volumen. Pero, a diferencia de remociones en masa de menor volumen, el peligro asociado no radica solamente en la caída de este, sino que también en la capacidad que tienen de generar represamientos naturales de ríos, generando un riesgo potencial considerable para la población e infraestructura aguas abajo.

El objetivo general de este trabajo es comprender el impacto de este tipo de remociones en masa en el valle del río Pangal y evaluar la peligrosidad asociada a estos. Para ello se realiza un análisis cualitativo del peligro, en base a la cantidad de avalanchas de rocas que afecta una zona particular y la capacidad de generar represamiento de estos posibles eventos. Para hacer este análisis se identifican fuentes potenciales de estos fenómenos y se realizan estimaciones de volúmenes, longitudes y espesores para tener una idea del comportamiento que tendrían en caso de ocurrir y, en base a esto, la capacidad que tienen de generar un represamiento natural.

Se reconoció la geomorfología local del valle que corresponde a abanicos aluviales, terrazas fluviales, depósitos aluviales antiguos y recientes con distintas morfologías, depósitos fluviales recientes, depósitos coluviales y deslizamientos de roca. Estos varían su distribución dependiendo de la zona del valle en que se encuentren: en zonas asociadas a un valle fluvial predominan las morfologías de terrazas fluviales, abanicos aluviales de menor tamaño y deslizamientos de rocas. Por otro lado, en zonas asociadas a un valle glacial predominan las morfologías de abanicos aluviales de gran tamaño, depósitos aluviales de variadas formas y tamaños y depósitos recientes asociados al río.

Se identificaron 18 fuentes potenciales de avalanchas de rocas en zonas con presencia de alteración hidrotermal en rocas volcánicas de la Formación Farellones. Para cada fuente se estimó el volumen de avalancha de rocas que podría generarse, el volumen de deposición, su longitud y su espesor, usando como referencia los depósitos de avalanchas de roca presentes en el valle. En base a esto, fue posible dilucidar que volumen estimado podría generar represamiento natural y cuanto volumen de agua podría acumularse en cada caso.

En conclusión, existen 2 zonas importantes definidas con peligro alto, que corresponden a la zona de la bocatoma de la central hidroeléctrica Pangal y la zona donde confluyen los ríos Blanco y Paredones. Junto con el análisis se estimó el volumen de agua que podría generar cada represamiento, alcanzando una magnitud del orden de 10^7 m³ de agua acumulada para el caso de mayor volumen.

A mis padres

Agradecimientos

Quiero agradecer al Fondo Científico Alto Cachapoal Pacific Hydro Chile por financiar este trabajo.

Quiero agradecer a mis padres por siempre estar a mi lado, apoyarme y confiar en mí. Por todas las veces que me dieron ánimos y me tuvieron paciencia. Por todas las veces que me dijeron que no me confiara y que diera todo mi esfuerzo. Sin ellos esto no hubiera sido posible.

A mi familia, mi Tata, Tía Cami, Tía Ángela, Claudio, Yayita, Keso y a mis hermanos Caco, Ignacio, Pito y la Ica por todo el cariño, buenos momentos que hemos pasado y todo el ánimo que me han brindado.

A la Coni por estar siempre ahí en los últimos años de mi carrera, apoyándome en todo momento, soportando mi mal humor y mis mañas, pero sobre todo por lo bien que lo hemos pasado juntos y lo feliz que he estado contigo.

A mis amigos de geo, entre ellos al Pelao, Frani, Rochi, Barbi, Manana, Carli, Gus, Hevia, Vale, Benja, Borja, Puli y todos los demás por apañar siempre a todas, por estar siempre ahí durante estos años en geo y también durante este proceso.

A mis viejos amigos de sección, entre ellos a Zenel, Sanzano, Wagyu, Negro, Mati, Max y todos los demás que me han estado acompañando desde que entré a la U y que hemos pasado tanto buenos momentos.

A mi profesor guía, Sergio Sepúlveda, por ayudarme en todo este proceso de la memoria, por siempre estar ahí de buena voluntad en caso de una duda y por su aporte a mi formación profesional.

A los otros miembros de mi comisión, Sofía Rebolledo y Fernando Poblete, por siempre tener buena voluntad y disposición.

Y, finalmente, agradecer a todos las personas que no he nombrado específicamente pero que han estado ahí en algún período de mi vida, que han logrado algún impacto en mí y me han ayudado a crecer como persona.

Tabla de contenido

1.	Introducción	1
1.1	Formulación del problema	1
1.2	Objetivos	2
1.2.1	Objetivo general	2
1.2.2	Objetivos específicos	2
1.3	Metodología general.....	2
1.4	Ubicación y accesos.....	3
2.	Antecedentes geológicos	4
2.1	Avalanchas de roca	4
2.2	Marco geológico	4
2.2.1	Rocas estratificadas.....	5
2.2.2	Rocas intrusivas.....	6
2.2.3	Estructuras.....	9
2.3	Estudios de grandes remociones en masa en Los Andes Centrales	10
3.	Metodología de trabajo	11
3.1	Mapeo geológico y geomorfológico	11
3.1.1	Trabajo pre-terreno	11
3.1.2	Trabajo de terreno.....	11
3.1.3	Trabajo post-terreno.....	12
3.2	Estimación de volúmenes de depósitos	12
3.3	Identificación de fuentes potenciales de grandes remociones en masa..	14
3.3.1	Imagen ASTER	15
3.3.2	Combinación de bandas, cociente de bandas e índices de interés.....	16
3.3.3	Método Spectral Feature Fitting.....	17
3.4	Peligro de ocurrencia y represamiento natural	20
3.4.1	Desarrollo de subcuencas hidrográficas	21
3.4.2	Análisis de pendientes	21
3.4.3	Estimación de geometría y profundidad de las fuentes potenciales.....	22
3.4.4	Volumen de proveniencia y volumen del depósito	22
3.4.5	Longitud y espesor.....	22
3.4.6	Cota y volumen de represamiento	23
4.	Resultados	24

4.1	Geología y geomorfología local	24
4.1.1	Rocas estratificadas	24
4.1.2	Rocas intrusivas	26
4.1.3	Estructuras	29
4.1.4	Geomorfología local	33
4.1.5	Avalanchas de roca	38
4.2	Estimación de volúmenes	43
4.3	Fuentes potenciales de grandes remociones en masa	46
4.3.1	Combinación de bandas, índice de bandas e índices de interés	48
4.3.2	Spectral Feature Fitting	50
4.4	Mapa cualitativo de peligro y represamiento	52
5.	Discusiones	63
5.1	Edad y factores desencadenantes	63
5.2	Fuentes potenciales y factores condicionantes	64
5.3	Estimación de volúmenes, longitudes y espesores	65
5.4	Peligro de grandes remociones en masa y represamiento natural	67
6.	Conclusiones	68
7.	Recomendaciones	69
8.	Bibliografía	69
	Anexo A: Gráficos de correcciones topográficas	74
	Anexo B: Petrología proyecto Pangal	81

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: IZQUIERDA: UBICACIÓN DE LA REGIÓN DEL LIBERTADOR GENERAL BERNARDO HIGGINS EN CHILE. DERECHA: ACERCAMIENTO DE LA REGIÓN Y UBICACIÓN DE LA FIGURA 2 (POLÍGONO ROJO) OBTENIDO EN GOOGLE MAPS.	3
FIGURA 2: IMAGEN SATELITAL OBTENIDA EN GOOGLE EARTH. SE OBSERVAN REPRESENTADAS LA CIUDAD DE RANCAGUA, EL PUEBLO DE COYA Y LA CENTRAL HIDROELÉCTRICA PANGAL. EL POLÍGONO ROJO CORRESPONDE AL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
FIGURA 3: MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO Y ZONAS ALEDAÑAS. MODIFICADO DEL MAPA DE CHILE 1:1.000.000. SERNAGEOMIN, 2003.	7
FIGURA 4: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE LOS ANDES CENTRALES DE CHILE Y OESTE DE ARGENTINA (34°S-35°S). LA ZONA DE ESTUDIO SE MUESTRA EN UN RECTÁNGULO ROJO. MODIFICADO DE FARÍAS ET AL., 2010.....	10
FIGURA 5: MODELO DE ELEVACIÓN DE PANGAL V CON RESOLUCIÓN 1.7 METROS.	13
FIGURA 6: MODELO DE ELEVACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO CON RESOLUCIÓN DE 1.7 METROS	13
FIGURA 7: A LA IZQUIERDA, SE OBSERVAN LAS UBICACIONES DE CADA BANDA MULTIESPECTRAL DE ASTER EN EL ESPECTRO DE TRANSMISIÓN ATMOSFÉRICA. SE DISTINGUE LA RESOLUCIÓN (EN METROS) PARA CADA SUBGRUPO. A LA DERECHA, SE OBSERVA LA COMPOSICIÓN DE COLOR EN TÉRMINOS DE LA INTENSIDAD DE COLORES PRIMARIOS DE LA LUZ (RED GREEN BLUE).....	16
FIGURA 8: ESPECTROS DE ABSORCIÓN DE LOS MINERALES MONTMORILONITA, ILITA, CAOLINITA Y CLORITA. BOWITZ & EHLING, 2008.....	17
FIGURA 9: EJEMPLO DEL ESPECTRO 'CONTINUUM-REMOVED' DEL MINERAL CAOLINITA. RESEARCH SYSTEM, INC., 2002.....	18
FIGURA 10: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN 2D SCALE VS RMS DEL MINERAL CAOLINITA. EN ROJO SE OBSERVAN LOS DATOS QUE MEJOR SE AJUSTAN ENTRE EL ESPECTRO DESCONOCIDO Y EL ESPECTRO DE REFERENCIA.....	19
FIGURA 11: REPRESENTACIÓN DE UN DIAGRAMA DE DISPERSIÓN 2D SCALE VS RMS DEL MINERAL CAOLINITA. EN ROJO SE OBSERVAN LOS DATOS QUE MEJOR SE AJUSTAN ENTRE EL ESPECTRO DESCONOCIDO Y EL ESPECTRO DE REFERENCIA, SEGÚN EL DIAGRAMA EN LA FIGURA 10.	20
FIGURA 12: PARÁMETRO DE LONGITUD L.	22
FIGURA 13: AFLORAMIENTO DE ROCAS VOLCÁNICAS DE LA FORMACIÓN FARELLONES CON UN GRADO BAJO DE FRACTURAMIENTO.....	24
FIGURA 14: AFLORAMIENTO DE ROCAS VOLCÁNICAS DE LA FORMACIÓN FARELLONES CON UN GRADO ALTO DE FRACTURAMIENTO.....	25
FIGURA 15: UBICACIÓN DE MUESTREO DE ROCAS VOLCÁNICAS DE LA FORMACIÓN FARELLONES PARA POSTERIOR DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS. A) DEPÓSITO PANGAL I, B) DEPÓSITO PANGAL II, C) DEPÓSITO PANGAL III. SEPÚLVEDA, 2017.	25
FIGURA 16: CORTES TRANSPARENTES DE LAS MUESTRAS OBTENIDAS DEL COMPLEJO DE AVALANCHAS DE ROCA PANGAL. A) FANTASMA DE PIROXENO BASAL, ALTERADO COMPLETAMENTE A EPIDOTA-CLINOZOICITA EN NP Y NX, RESPECTIVAMENTE. LARGO DE LA IMAGEN=1.3 MM. B) POSIBLE ORTOPIROXENO CON EXTINCIÓN CONCÉNTRICA, EN NP Y NX, RESPECTIVAMENTE. LARGO IMAGEN= 1 MM. C) FENOCRISTAL DE PLAGIOCLASA CON TEXTURA SIEVE PARCIALMENTE ALTERADO A EPIDOTA, EN NP Y NX, RESPECTIVAMENTE. LARGO IMAGEN= 0.5 MM. INFORME INTERNO, AGUILERA, 2018	26
FIGURA 17: IMÁGENES SUPERIORES: CUERPO INTRUSIVO UBICADO EN LA CONFLUENCIA DE LOS RÍOS BLANCO Y PAREDONES. IMÁGENES INFERIORES: CUERPOS INTRUSIVOS UBICADOS EN LA LADERA NORTE DEL VALLE FRENTE AL DEPÓSITO PANGAL III.	27
FIGURA 18: IMAGEN SUPERIOR: MUESTRA PRI01 CORRESPONDIENTE A UNA GRANODIORITA DE ANFÍBOL. IMAGEN DE EN MEDIO: MUESTRA PRI02 CORRESPONDIENTE A UNA GRANODIORITA DE ANFÍBOL. IMAGEN INFERIOR: MUESTRA PRI03 CORRESPONDIENTE A UNA GRANODIORITA DE ANFÍBOL.	28
FIGURA 19: ESTRATIFICACIÓN SUBHORIZONTAL EN LADERA SUR DEL VALLE, EN LA ZONA DE ARRANQUE DE PANGAL III.....	29

FIGURA 20: ESTRATIFICACIÓN SUBHORIZONTAL EN LADERA SUR DEL VALLE, AL ESTE DE LA QUEBRADA LOS SOCAVONES.	30
FIGURA 21: ESTRATIFICACIÓN SUBHORIZONTAL EN LADERA NORTE DEL VALLE, FRENTE AL DEPÓSITO PANGAL IV.	30
FIGURA 22: PLIEGUE ANTICLINAL EN LADERA SUR DEL VALLE, FRENTE AL DEPÓSITO PANGAL I.	31
FIGURA 23: POSIBLE PLIEGUE UBICADO EN LA LADERA SUR DEL VALLE, JUNTO A LA QUEBRADA LOS SOCAVONES.	32
FIGURA 24: A LA IZQUIERDA SE OBSERVA UN ABANICO ALUVIAL EN UN POLÍGONO NARANJO. A LA DERECHA SE OBSERVA UN DEPÓSITO ALUVIAL EN UN POLÍGONO AMARILLO. AMBOS POSEEN DEPÓSITOS DE CAÍDAS DE ROCA Y ESTÁN SEPARADOS POR UN FLUJO DE DETRITOS DE MENOR TAMAÑO.	33
FIGURA 25: VISTA NE DEL VALLE. A LA IZQUIERDA DEL RÍO SE OBSERVA UNA TERRAZA FLUVIAL EN UN POLÍGONO CELESTE. EL RÍO SIGUE HACIA EL ESTE POR EL TRAMO DEL VALLE CON MORFOLOGÍA EN U.	34
FIGURA 26: CONOS DE DEYECCIÓN EN POLÍGONOS MORADOS A LOS PIES DE LA LADERA NORTE DEL VALLE, JUNTO A PANGAL V.	34
FIGURA 27: VALLE EN FORMA DE U, CORRESPONDIENTE A UN VALLE GLACIAL.	35
FIGURA 28: IMAGEN SATELITAL OBTENIDA DE GOOGLE EARTH. MUESTRA LA UBICACIÓN DE DEPÓSITOS LACUSTRES EN UNA TERRAZA FLUVIAL FRENTE A PANGAL III.	35
FIGURA 29: DEPÓSITOS LACUSTRES EN LA ZONA INFERIOR DE LA TERRAZA FLUVIAL, LA ZONA SUPERIOR CORRESPONDE A DEPÓSITOS MÁS GRUESOS.	36
FIGURA 30: LÍMITE INFERIOR ENTRE DEPÓSITOS FINOS DE ARCILLA Y DEPÓSITOS ARENOSOS.	36
FIGURA 31: GEOMORFOLOGÍA DEL VALLE DEL RÍO PANGAL A ESCALA 1:25.000.. SE MUESTRAN LAS DISTINTAS GEOMORFOLOGÍAS OBSERVADAS EN EL VALLE, AL IGUAL QUE LAS LADERAS DE ROCA VOLCÁNICA (VERDE CLARO), ROCA INTRUSIVA (ROJO) Y LADERAS CON PRESENCIA DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL (AMARILLO).....	37
FIGURA 32: ESPESOR DE PANGAL I. ALTURA DE 150 METROS POR SOBRE EL NIVEL DEL RÍO, OBTENIDO POR FOTOGRAMETRÍA A PARTIR DE VUELOS UAV. POSEE DEPÓSITOS COLUVIALES EN SUS LADERAS. VISTA AL E.	38
FIGURA 33: AL LADO DERECHO DEL RÍO SE OBSERVA PANGAL I, MIENTRAS QUE AL LADO IZQUIERDO PANGAL III. SE EVIDENCIAN FLUJOS Y DESLIZAMIENTOS DE LAS LADERAS DE PANGAL I. VISTA AL O.	39
FIGURA 34: DEPÓSITO PANGAL II DESDE SU ZONA DE ARRANQUE EN LA LADERA N DEL VALLE. POSEE FORMA LOBULADA. VISTA EL N.	39
FIGURA 35: DEPÓSITO PANGAL II SOBRE PANGAL I. SE OBSERVA LA ZONA DE ARRANQUE DE PANGAL II. VISTA AL NO.	40
FIGURA 36: ZONA CON ALTO GRADO DE LAJAMIENTO SOBRE PANGAL II.	40
FIGURA 37: DEPÓSITO PANGAL 3 CON BLOQUES ALTERADOS. ARCILLAS DE ALTERACIÓN Y OXIDACIÓN. VISTA AL E.	41
FIGURA 38: ESPESOR DEL DEPÓSITO PANGAL III. ALCANZA UN MÁXIMO DE 100 METROS POR SOBRE EL NIVEL EL RÍO. VISTA AL S.	41
FIGURA 39: DEPÓSITO PANGAL IV. POSEE MAYOR CANTIDAD DE BLOQUES QUE ALCANZAN 2 M DE DIÁMETRO. VISTA AL E.	42
FIGURA 40: DEPÓSITO PANGAL V. CONSISTE PRINCIPALMENTE EN BRECHA VOLCÁNICA. VISTA AL SO.	42
FIGURA 41: DIVISIÓN EN TRAMOS DE CADA DEPÓSITO. CADA SECCIÓN TRANSVERSAL (LÍNEAS NEGRAS) SE ASOCIA A UN TRAMO, SEPARADOS POR LAS LÍNEAS SEPARADORAS (LÍNEAS AMARILLAS). LA LONGITUD DE CADA TRAMO ES PERPENDICULAR AL PERFIL Y A LAS SEPARACIONES.	43
FIGURA 42: PERFIL PANGAL III N°2, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LÍNEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	44

FIGURA 43: ZONA DE ARRANQUE DE PANGAL II. SE OBSERVA UNA ZONA DE COLOR MÁS CLARO EN LA LADERA, AL LADO IZQUIERDO DEL DEPÓSITO, CORRESPONDIENTE A ALTERACIÓN HIDROTHERMAL. VISTA AL N.	46
FIGURA 44: ZONA DE ARRANQUE DE PANGAL II. SE OBSERVA UNA ZONA DE COLOR MÁS CLARO EN LA LADERA, AL LADO DERECHO DEL DEPÓSITO, CORRESPONDIENTE A ALTERACIÓN HIDROTHERMAL. VISTA AL N.	46
FIGURA 45: BLOQUES ALTERADOS EN EL DEPÓSITO PANGAL III Y ZONA DE ARRANQUE CON PRESENCIA DE ARCILLAS DE ALTERACIÓN.....	47
FIGURA 46: COMBINACIÓN DE BANDAS RGB: 468. REPRESENTA, DE MANERA GENERAL, ZONAS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL CON COLORES MAGENTA.	48
FIGURA 47: COCIENTE DE BANDAS RGB: 4/5 4/6 4/7. MUESTRA PRESENCIA DE ARCILLAS DE ALTERACIÓN EN COLORES BLANCOS Y HALOS DE ALTERACIÓN EN COLORES AMARILLOS.	49
FIGURA 48: ÍNDICE MINERALÓGICO OHLB (7/5)*(4/5). MUESTRA EN COLOR BLANCO PRESENCIA DE MINERALES PORTADORES DE HIDROXILOS, ESPECÍFICAMENTE, ALUNITA, CAOLINITA, PIROFILITA Y DICKITA.	49
FIGURA 49: ÍNDICE MINERALÓGICO OHLA (7/6)*(4/6). MUESTRA EN COLOR BLANCO PRESENCIA DE MINERALES PORTADORES DE HIDROXILOS, ESPECÍFICAMENTE, ILITA, ILITA-ESMECTITA Y ESMECTITA.	50
FIGURA 50: ZONAS CON PRESENCIA PREDOMINANTE DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL IDENTIFICADAS COMO FUENTES POTENCIALES DE AVALANCHAS DE ROCAS.	50
FIGURA 51: RESULTADO DE MÉTODO SFF. LOS MINERALES OBSERVADOS CORRESPONDE A ALUNITA (ROJO), DICKITA (VERDE), ILITA (AZUL), CAOLINITA (AMARILLO), MONTMORILONITA (CELESTE), MUSCOVITA (FUCSIA) Y PIROFILITA (BURDEO).	51
FIGURA 52: MAPA DE SUBCUENCAS HIDROGRÁFICAS. LAS ZONAS EN AMARILLO CORRESPONDEN A LAS ZONAS CON ALTERACIÓN HIDROTHERMAL OBTENIDAS EN EL PROCESAMIENTO DE IMÁGENES EN ENVI. LOS POLÍGONOS VERDES CLARO TRANSPARENTE CORRESPONDEN A LAS SUBCUENCAS Y LOS PUNTOS VERDES CADA PUNTO DE ALTURA MÍNIMA ASOCIADO.	52
FIGURA 53: MAPA DE PENDIENTES. LOS POLÍGONOS CON BORDE NEGRO CORRESPONDEN A LAS ZONAS DE ALTERACIÓN. EL POLÍGONO DE BORDE ROSADO CORRESPONDE A LAS ZONAS DE BAJA PENDIENTE.	52
FIGURA 54: REPRESENTACIÓN DE LA GEOMETRÍA ESTIMADA EN LA ZONA DE ARRANQUE DE PANGAL III, CORRESPONDIENTE A UN CONO TRUNCADO INVERTIDO DE BASE ELIPSOIDAL.....	53
FIGURA 55: GEOMETRÍA DE UN CONO TRUNCADO INVERTIDO DE BASE ELIPSOIDAL.....	53
FIGURA 56: REPRESENTACIÓN DE LAS FUENTES POTENCIALES. SE MUESTRA CADA ZONA CON UNA DE LAS BASES ELIPSOIDALES ESTIMADA. EN TOTAL SON 18 ZONAS. R CORRESPONDE A LA ZONA DE ARRANQUE DE PANGAL III, UTILIZADA COMO REFERENCIA.	54
FIGURA 57: MAPA DE PELIGRO PRELIMINAR DE AVALANCHAS DE ROCAS A ESCALA 1:25.000. REPRESENTA LAS ZONAS DE ARRANQUE DE CADA POSIBLE EVENTO, LOS CAMINOS RECORRIDOS POR ESTOS, LOS LUGARES DE DEPOSICIÓN Y LAS ZONAS DE REPRESAMIENTO ASOCIADAS.	60
FIGURA 58: PERFIL PANGAL I N°1, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LINEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	74
FIGURA 59: PERFIL PANGAL I N°2, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LINEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	74
FIGURA 60: PERFIL PANGAL II, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LINEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	75
FIGURA 61: PERFIL PANGAL III N°1, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LÍNEA	

PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN	75
FIGURA 62: PERFIL PANGAL III N°3, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LÍNEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	76
FIGURA 63: PERFIL PANGAL III N°4, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LÍNEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	76
FIGURA 64: PERFIL PANGAL V, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LINEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	77
FIGURA 65: PERFIL PANGAL V N°1, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LINEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	77
FIGURA 66: PERFIL PANGAL V N°2, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LINEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	78
FIGURA 67: PERFIL PANGAL V N°3, CON SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. LA LÍNEA AZUL CORRESPONDE A LOS DATOS DE ALTURA VS DISTANCIA OBTENIDOS DE LOS PERFILES Y LA LINEA PUNTEADA NARANJA A SU CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA ASOCIADA. SE REPRESENTA LA FUNCIÓN QUE CARACTERIZA LA CORRECCIÓN.	78
FIGURA 68: PERFIL PANGAL I Y II N1.1, CON SU CORRECCIÓN ASOCIADA. ESTA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA CORRESPONDE A LA PENDIENTE ANTES DE AMBOS EVENTOS, POR LO QUE EL ÁREA TRANSVERSAL OBTENIDA ES LA SUMA DE PANGAL I Y PANGAL II.....	79
FIGURA 69: PERFIL PANGAL I Y II N1.2, CON SU CORRECCIÓN ASOCIADA. ESTA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA CORRESPONDE A LA PENDIENTE DESPUÉS DE OCURRIDO PANGAL I Y ANTES DE PANGAL II. SE OBTIENE EL ÁREA TRANSVERSAL DE PANGAL II EN DICHO TRAMO.....	79
FIGURA 70: PERFIL PANGAL I Y II N°2.1, CON SU CORRECCIÓN ASOCIADA. ESTA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA CORRESPONDE A LA PENDIENTE ANTES DE AMBOS EVENTOS, POR LO QUE EL ÁREA TRANSVERSAL OBTENIDA ES LA SUMA DE PANGAL I Y PANGAL II.....	80
FIGURA 71: PERFIL PANGAL I Y II N° 2.2, , CON SU CORRECCIÓN ASOCIADA. ESTA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA CORRESPONDE A LA PENDIENTE DESPUÉS DE OCURRIDO PANGAL I Y ANTES DE PANGAL II. SE OBTIENE EL ÁREA TRANSVERSAL DE PANGAL II EN DICHO TRAMO.....	80
FIGURA 72: POSSIBLE NON- ALTERED ORTHOPYROXENE, ALONG WITH VERY ALTERED MINERALS IN A GROUNDMASS WITH QUARTZ AND PREHNITES, IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIDE IMAGE: 1 MM.	82
FIGURA 73: POSSIBLE ALTERED ORTHOPYROXENE, WITH ALTERATION OF PREHNITE-CEOLITE-EPIDOTE IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIDE IMAGE= 1 MM.	82
FIGURA 74: PLAGIOCLASE ALTERED TO PREHNITE-CEOLITE- MINOR EPIDOTE IN A GROUNDMASS COMPLETELY REPLACED BY MICROCRYSTALLINE QUARTZ AND PREHNITE, IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIDE IMAGE= 2 MM.	82
FIGURA 75: POSSIBLE ORTHOPYROXENE ALTERED TO EPIDOTE-PREHNITE IN NP AND NX, RESPECTIVELY. THE BULK MASS HAS BEEN REPLACED BY MICROCRYSTALLINE QUARTZ AND PREHNITES. LONG SIDE IMAGE= 2 MM.....	83
FIGURA 76: BASAL PYROXENE GHOST, ALTERED COMPLETELY TO EPIDOTE-CLINOZOICITE IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIDE IMAGE= 1.3 MM.....	84
FIGURA 77: PLAGIOCLASE TOTALLY REPLACED BY PREHNITE. AT RIGHT SIDE OF IMAGE IT IS OBSERVED A PERVASIVE EPIDOTE ALTERATION, IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIDE IMAGE 1 MM. ..	85

FIGURA 78: AMYGDALITE FILLED WITH CHLORITE-SMECTITE IN NX. LONG SIDE IMAGE= 1 MM.	85
FIGURA 79: CRYSTALLINE GROUNDMASS ALTERED TO QUARTZ-EPIDOTE-CHLORITE IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 1 MM.	87
FIGURA 80: BIG EQUANT MINERAL COMPLETELY REPLACED BY MICROCRYSTALLINE QUARTZ, ALONG WITH ARGILIZED PLAGIOCLASE IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 2,5 MM.	87
FIGURA 81: BIG OCTAGONAL MINERAL TOTALLY ALTERED TO EPIDOTE, PREHNITE, CLAYS, IN NP AND NX RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 2,5 MM.	87
FIGURA 82: POSSIBLE HORNBLende ALTERED TO CHLORITE AND EPIDOTE, IN A CRYSTALLINE MASS OF PLAGIOCLASE, PREHNITE AND MICROCRYSTALLINE QUARTZ, IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 1 MM.	88
FIGURA 83: ALTERATION OF MICROCRYSTALLINE QUARTZ – CALCITE – EPIDOTE IN NX. LONG SIZE IMAGE= 1 MM.	90
FIGURA 84: UNIQUE CRYSTAL OF NON-ALTERED QUARTZ IN NX. LONG SIZE IMAGE= 0,7 MM.	90
FIGURA 85: PRIMARY MINERALOGY TOTALLY ALTERED TO CALCITE IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIDE IMAGE= 2 MM.	91
FIGURA 86: PUMPELLYITE-CALCITE ALTERING PRIMARY MINERALS IN BIG CRYSTALS AND GROUNDMASS, IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 1 MM.	91
FIGURA 87: MICROCRYSTALLINE QUARTZ AND CHLORITE ALTERING THE GROUNDMASS AND ARGILIZED FELDSPARS WITH CALCITE OVERIMPOSED IN NX. LONG SIZE IMAGE= 1,5 MM.	91
FIGURA 88: UNKNOWN PHASE WITH UNDULATORY EXTINCTION, IN NP AND TWO TIMES IN NX, RESPECTIVELY (SHOWING EXTINCTION). LONG SIZE IMAGE= 2 MM.	92
FIGURA 89: GREENISH SMALL CLINOPYROXENE SURROUNDED BY PLAGIOCLASE AND VOLCANIC GLASS PARTIALLY ALTERED, IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 1 MM.	93
FIGURA 90: PLAGIOCLASE PHENOCRYST WITH SIEVE TEXTURE, PARCIALLY ALTERED TO EPIDOTE IN NP AND NX RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 0,5 MM.	93
FIGURA 91: PLAGIOCLASE MICROLITES ORIENTED (TRACHYTIC TEXTURE) IN NX. LONG SIZE IMAGE= 2 MM.	93
FIGURA 92: INCLUSION OF CLINOPYROXENE IN PLAGIOCLASE PHENOCRYST, IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 1 MM.	94
FIGURA 93: POSSIBLE ORTHOPYROXENE WITH CONCENTRICAL EXTINCTION, IN NP AND NX RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 1 MM.	95
FIGURA 94: CLINOPIROXENE PHENOCRYST IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 1 MM.	95
FIGURA 95: PLAGIOCLASE PHENOCRYSTS SHOWING CUMULOPHYRE TEXTURES AND ALTERATION TO CLINOZOICITE, IN NP AND NX, RESPECTIVELY. LONG SIZE IMAGE= 2 MM.	95

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1: COBERTURA ESPACIAL Y ESPECTRAL DEL SENSOR ASTER. RODRÍGUEZ, 2013.....	15
TABLA 2: DISTANCIA DE CADA TRAMO POR DEPÓSITO EN METROS. LA DISTANCIA DE CADA TRAMO CONSISTE EN LA DISTANCIA ENTRE CADA LÍNEA SEPARADORA.	44
TABLA 3: ÁREA TRANSVERSAL DE CADA PERFIL POR DEPÓSITO EN METROS CUADRADOS. EL ÁREA TRANSVERSAL CONSISTE EN LA DIFERENCIA DE LAS ÁREAS BAJO LA CURVA ENTRE EL PERFIL Y LA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA.	45
TABLA 4: VOLUMEN DE CADA TRAMO POR DEPÓSITO. EL VOLUMEN DE CADA TRAMO SE OBTIENE MULTIPLICADA EL ÁREA TRANSVERSAL DEL TRAMO CON SU LONGITUD ASOCIADA.....	45
TABLA 5: ESTIMACIÓN DE VOLUMEN TOTAL DE CADA DEPÓSITO. ESTE VOLUMEN SE OBTIENE SUMANDO TODOS LOS VOLÚMENES OBTENIDOS POR TRAMO.....	45
TABLA 6: ESTIMACIONES DE: PROFUNDIDAD DE LA ZONA DE ARRANQUE (H), BASE ELIPSOIDAL MENOR (A1), BASE ELIPSOIDAL MAYOR (A2), VOLUMEN DE LA FUENTE, VOLUMEN DEL DEPÓSITO, LONGITUD Y ESPESOR PARA CADA ZONA AH.	55
TABLA 7: CATEGORÍAS EN BASE A LAS ZONAS AFECTADAS POR AVALANCHAS DE ROCAS.....	57
TABLA 8: CATEGORÍAS EN BASE AL POTENCIAL DE REPRESAMIENTO NATURAL.	58
TABLA 9: VOLUMEN DE LA AVALANCHA DE ROCAS (Vl), ANCHO DEL VALLE ASOCIADO (Wv) E ÍNDICE MOI.	58
TABLA 10: PONDERACIÓN DE INDICIE MOI Y ZONAS AFECTADAS PARA DEFINIR EL GRADO DE PELIGRO.	59
TABLA 11: VOLÚMENES DE REPRESAMIENTO PARA CADA ZONA AH, CON SUS COTAS INFERIORES Y SUPERIORES.....	62

1. Introducción

1.1 Formulación del problema

Los fenómenos de remoción en masa de gran magnitud son procesos geomorfológicos capaces de generar impactos significativos en la evolución de los valles cordilleranos, como es el caso de la Cordillera de los Andes. En particular, las avalanchas de roca son capaces de generar grandes desastres debido a su gran movilidad y volumen. Esto genera la necesidad de mantenerse alerta y entender cómo, por qué y dónde ocurren estos procesos para prevenir la pérdida de vidas y valor material. Estudios y evaluaciones de peligro de remociones en masa permiten comprender a qué nos estamos enfrentando, cuáles son las zonas con mayor riesgo potencial y qué se puede hacer para mitigar o reducir este riesgo.

La existencia de depósitos asociados a algún tipo de remoción en masa (en conjunto con otros factores como altas pendientes, presencia de vegetación, entre otros) es un indicador importante al momento de definir donde realizar una evaluación de peligro. Esto se debe a que existe una alta posibilidad que ocurran este tipo de procesos en lugares donde ya ocurrieron anteriormente, como es el caso de la zona de estudio de esta investigación.

La zona de estudio tiene lugar en el valle del río Pangal, ubicado en la parte alta de la cuenca del Cachapoal en la Región de O'Higgins (Figura 1). Este valle ha sido lugar de investigaciones de mega-deslizamientos en los últimos años. En él se han reconocido depósitos que se caracterizan por obstruir el drenaje del río en lugar de fluir aguas abajo (Antinao & Gosse, 2009) y se han identificado 4 avalanchas de roca llamadas Pangal I, II y III y IV, que componen el complejo (Sepúlveda & Moreiras, 2017). De estas, Pangal I es la de mayor dimensión, alcanzando alturas de 150 metros sobre el nivel del río. En cambio, sobre esta y de menor tamaño, se encuentra Pangal II con una forma lobulada más definida. Ambas provienen de la ladera norte. Pangal III, por otro lado, proviene de la ladera sur donde se identifica una zona importante de alteración hidrotermal. Este posee una forma alargada a lo largo del valle alcanzando un *runout* de 2 kilómetros. Y, por último, si identifica Pangal IV, de menor dimensión y aguas arriba de los depósitos anteriores, originándose en la ladera norte. Aunque en todos estos depósitos se presenta la misma litología correspondiente a rocas volcánicas de la Formación Farellones, existe una diferencia en uno de los depósitos, específicamente Pangal III, que parece contener enclaves de material oxidado (Sepúlveda & Moreiras, 2017).

Se desconoce con precisión las edades de dichos depósitos ya que hay escasos estudios al respecto. Antinao y Gosse (2009) obtuvieron edades de 7.7 ± 0.3 ka y 23.9 ± 1.0 ka en ^{36}Cl . Esta última edad, sin embargo, queda desestimada por ser heredada de la roca, según los autores, lo que es común en este tipo de deslizamientos. Aunque no precisan con exactitud de donde se obtuvieron estas muestras, entregan una ubicación general de $34.24^\circ\text{S}/70.38^\circ\text{W}$. A pesar de esto, faltan evidencias y estudios posteriores para definir la edad de estos depósitos.

A partir de esta evidencia surge el interés por comprender el impacto de estas grandes remociones en masa en la evolución del valle cordillerano del río Pangal y

evaluar el peligro de deslizamientos similares en el futuro, teniendo en cuenta que remociones de tales magnitudes representan potenciales riesgos para la población e infraestructura, principalmente minera e hidroeléctrica, aguas abajo. Para ello, se desarrollan estudios geomorfológicos y fotogrametría de detalle a partir de vuelos con UAV (vehículo aéreo no tripulado o, comúnmente, drone) de los depósitos, que permitirán estimar las edades relativas y volúmenes de los depósitos ya existentes y el peligro potencial de grandes remociones en masa en la zona.

1.2 Objetivos

Los objetivos del trabajo son los siguientes:

1.2.1 Objetivo general

Comprender el impacto de las remociones en masa en la evolución del valle cordillerano del río Pangal y evaluar la peligrosidad asociada a grandes remociones en masa.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Levantamiento geológico y geomorfológico del valle del río Pangal, con énfasis en procesos de remoción en masa de gran volumen y sus factores condicionantes.
2. Estimación del orden de magnitud de remociones en masa de gran volumen presentes en el valle.
3. Identificación de fuentes potenciales de procesos de remoción en masa de gran volumen.
4. Caracterización de peligro de remociones en masa de gran volumen e inundaciones generadas por represamientos naturales.

1.3 Metodología general

Para cada objetivo específico hay asignado un método de trabajo:

- 1. Levantamiento geológico y geomorfológico del valle del río Pangal, con énfasis en procesos de remoción en masa de gran volumen y sus factores condicionantes.** Realizar una fotointerpretación del valle para mapeo de geomorfología y geología en general, con una posterior validación por salidas a terreno. Además, realizar vuelos UAV para la identificación de contactos entre depósitos de remoción en masa de gran volumen.
- 2. Estimación del orden de magnitud de remociones en masa de gran volumen presentes en el valle.** Realizar fotogrametría de detalle a partir de vuelos UAV.
- 3. Identificación de fuentes potenciales de procesos de remoción en masa de gran volumen.** Realizar un procesamiento de imágenes satelitales a través de un software especializado en el procesamiento de imágenes geoespaciales.
- 4. Caracterización de peligro de remociones en masa de gran volumen e inundaciones generadas por represamientos naturales.** Analizar e interpretar datos anteriormente recopilados para estimar la peligrosidad de eventos de remociones en masa, estimar volúmenes necesarios para un represamiento

natural y estimar la posición espacial y características de depositación de posibles eventos futuros.

1.4 Ubicación y accesos

La zona de estudio abarca, aproximadamente, 250 kilómetros cuadrados y sus coordenadas son 34.2°- 34.3°S y 70.5°- 70.15°W (Figura 2). Como se mencionó anteriormente, se ubica en el valle del río Pangal, comuna de Machalí, Provincia del Cachapoal, Región de O'Higgins. En este valle se encuentra la Central Hidroeléctrica Pangal, de la empresa australiana Pacific Hydro, que se encuentra a unos 30 kilómetros al este de la ciudad de Rancagua.



Figura 1: Izquierda: ubicación de la región del Libertador General Bernardo Higgins en Chile. Derecha: Acercamiento de la región y ubicación de la Figura 2 (polígono rojo) obtenido en Google Maps.

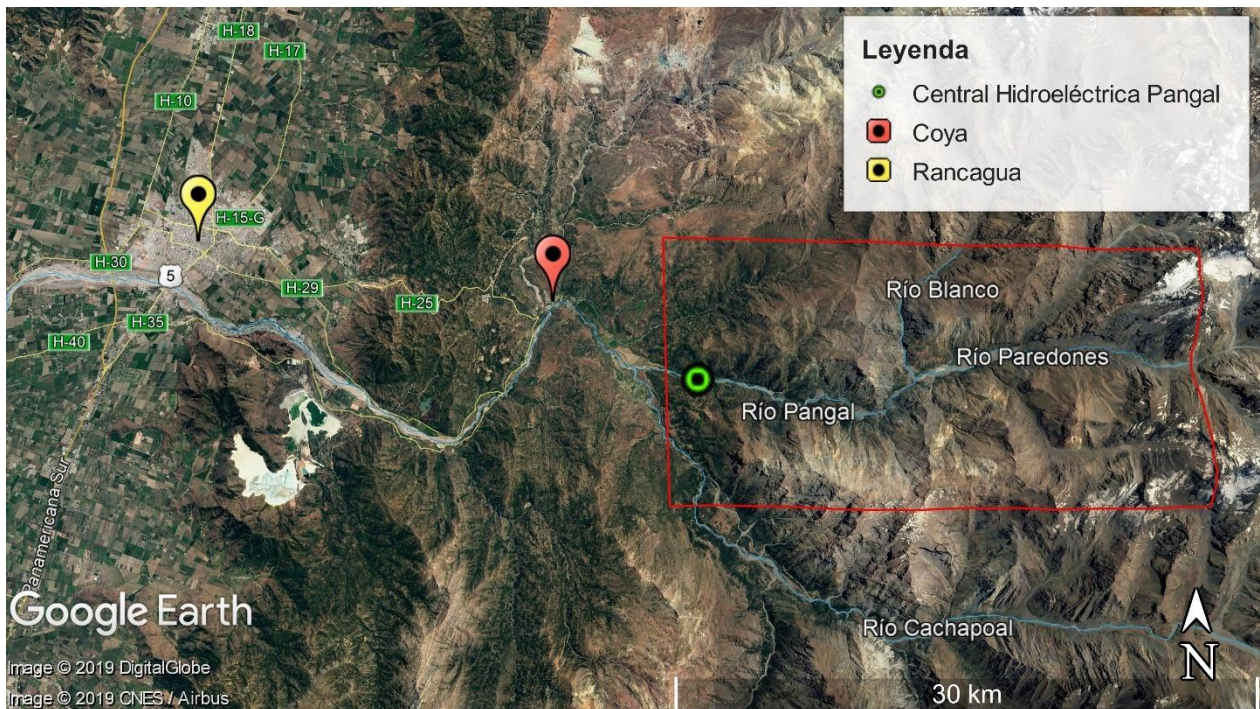


Figura 2: Imagen satelital obtenida en Google Earth. Se observan representadas la ciudad de Rancagua, el pueblo de Coya y la Central Hidroeléctrica Pangal. El polígono rojo corresponde al área de estudio.

Solo es posible ingresar a la zona de estudio por su lado oeste. Desde el pueblo de Coya, el acceso es por la ruta H-265. Desde la ciudad de Rancagua, se puede llegar por la ruta H-25 (carretera del cobre) y por la ruta H-29, las cuales llegan a Coya. Por otro lado, si se viene desde el sur por la ruta 5, es posible evitar el ingreso a Rancagua y tomar la ruta H-35 que llega directamente a Coya.

2. Antecedentes geológicos

2.1 Avalanchas de roca

Las avalanchas de roca son flujos masivos extremadamente rápidos (>3 m/s) de roca fragmentada que se generan a partir de grandes deslizamientos de roca o caídas de roca (Hungar et al., 2001). El término fue inicialmente usado para describir el Frank Slide de 1903 en las Montañas Rocosas de Alberta por R.G. McConnell y R.W. Brock en 1904. Suelen tener una profundidad mayor a 3 metros, pueden generarse de cualquier tipo de roca ya sea sedimentaria, metamórfica o ígnea y pueden alcanzar volúmenes de millones de metros cúbicos. Otra característica importante sobre este tipo de deslizamientos es que suelen ser extremadamente móviles; su movilidad se incrementa sistemáticamente con el aumento de volumen (Hungar et al., 2013) ya que se comporta más como un flujo a mayor volumen. Sus depósitos suelen contener bloques de gran tamaño, material fino derivado de rocas altamente fracturadas, suelen preservar la estratigrafía original de la roca fuente en su depósito final y tener mala selección (Dunning, 2004). Es común confundir estos depósitos con morrenas debido a que presentan similares características.

El peligro asociado a estos eventos puede ser tanto directo como indirecto (Dunning, 2004). El peligro directo es que las personas o infraestructura se encuentren en el camino de una avalancha de roca. En este caso es poco lo que se puede hacer para evitar el daño ya que no se pueden predecir y no se pueden mitigar debido a su velocidad y volumen. El peligro indirecto, en cambio, es cuando ocurre un represamiento natural de un río por los grandes depósitos que deja y la subsiguiente rotura de la represa. En este caso es posible un posible pronóstico y/o mitigación para disminuir o evitar el daño. Otro peligro indirecto es la caída de estas avalanchas de roca a un cuerpo de agua generando olas de gran tamaño que podrían afectar a una población o infraestructura cercana.

2.2 Marco geológico

Chile central, entre los 34° y 35°S, está conformado por 3 rasgos morfotectónicos distintivos, de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal. El lado oeste de la Cordillera de la Costa está constituido por basamento del Paleozoico tardío-Triásico mientras que el lado este se compone de secuencias volcanosedimentarias de ambiente marino-continental y secuencias volcánoclasticas de ambiente continental, principalmente, del Jurásico superior-Cretácico inferior (Fariás et al., 2010; Godoy et al., 2009). Estas rocas Mesozoicas se encuentran intruidas por intrusivos dioríticos, monzodioríticos, granodioríticos y tonalíticos, y rocas intrusivas hipabisales de composición intermedia a ácidas, todas del Cretácico superior. La Depresión Central, por otro lado, está constituida por gravas, arenas, limos y arcillas definidos como depósitos aluviales conformando la llanura aluvial y, en menor medida, depósitos fluviales asociados al río Cachapoal, depósitos de remoción en masa, depósitos coluviales y depósitos morrénicos de Pleistoceno-Holoceno. También se

observan cerros islas que corresponden a las secuencias volcanosedimentarias del Jurásico superior-Cretácico inferior encontradas en la vertiente este de la Cordillera de la Costa. Siguiendo hacia el este se encuentra la Cordillera Principal constituida principalmente por secuencias volcánicas de edad Eoceno-Mioceno intruidas por stocks, filones y diques dioríticos, dacíticos y andesíticos de edad Mioceno y ciertos lugares donde se identifican depósitos de ignimbrita y depósitos de una gran remoción en masa conocida como Avalancha de detritos Colón-Coya, ambas del Pleistoceno (Godoy et al., 2009).

La zona de estudio se encuentra sobre la Cordillera Principal y la geología está dominada por secuencias de lavas y rocas volcanosedimentarias pertenecientes a la Formación Coya-Machalí y Formación Farellones (Klohn, 1960) de edad Eoceno-Mioceno. Estas unidades se encuentran intruidas por un stock de edad Mioceno. Además, se han observado depósitos fluviales reconocidos como terrazas principalmente, abanicos, conos de deyección y depósitos aluviales en general. Depósitos de remociones en masa importantes y caóticos se han reconocido e identificado como un complejo de avalanchas de roca (Sepúlveda & Moreiras, 2017) que alcanzan volúmenes de millones de metros cúbicos.

2.2.1 Rocas estratificadas

2.2.1.1 Formación Coya-Machalí (Klohn, 1960)

Definición: La Formación Coya-Machalí fue definida por Klohn (1960) en la Cordillera Principal al este de la ciudad de Rancagua, entre los pueblos de Coya y lo que ahora es la comuna de Machalí.

Distribución y litología: Esta formación se dispone en 2 franjas longitudinales principales, separadas por afloramientos de la Formación Farellones (Klohn, 1960). La franja occidental bordea y limita por el oeste con la Depresión Central, mientras que la franja oriental se encuentra en la alta cordillera (Charrier et al., 1994). Está constituido por rocas volcánicas con intercalaciones sedimentarias. Las rocas volcánicas son principalmente andesitas de color gris rojizo, basaltos porfíricos, traquitas porfíricas de color rojo grisáceo, lavas brechosas volcánicas y tobas brechosas. Por otro lado, las intercalaciones sedimentarias están constituidas por areniscas medias a finas, limolitas gris verdosas, lutitas, y conglomerados. Entre estas intercalaciones es posible encontrar restos de plantas y capas carbonosas (Klohn, 1960). Alcanza espesores de 3600 m estimados según Aguirre (1960), 3000 m según Klohn (1960) y Charrier (1973) estima 2000 m de espesor visible en la alta cordillera de la región de O'Higgins. En zonas más erodadas, como en los valles de los ríos Cachapoal, Cipreses y Portillo, es posible observar afloramientos de esta formación (Charrier, 1983).

Edad y correlación: Esta formación se superpone discordantemente sobre distintas formaciones más antiguas, de las que destacan la Formación Baños del Flaco, la Formación Leñas-Espinoza, la Formación Río Damas y la Formación Colimapu, siendo esta última la unidad infrayacente más cercana cronológicamente. Hacia el techo y por sobre esta se encuentra la Formación Farellones de forma discordante. Es posible correlacionarla con la Formación Abanico descrita por Aguirre (1960) en la zona del río Aconcagua (Klohn, 1960) y es equivalente a la Formación Las Chilcas en la Cordillera de la Costa (Charrier, 1973). Análisis radiométricos de K-Ar en rocas volcánicas andesíticas dieron edades de 23,2; 23,1 y 20,3 Ma, dando como resultado una edad terciaria superior

(Oligoceno superior-Mioceno inferior) (Charrier & Munizaga, 1979). Por otro lado, evidencia de abundante fauna de vertebrados fósiles en la franja oriental de esta formación, en conjunto con dataciones isotópicas de Ar/Ar efectuados en esta unidad y en su equivalente Formación Abanico, dan como resultado una edad Eoceno superior-Oligoceno inferior para la Formación Coya-Machalí (Charrier et al., 1994). Otros estudios radioisotópicos de Ar/Ar efectuados en niveles fosilíferos en las Termas del Flaco dieron como resultado una edad Eoceno-Mioceno inferior para esta formación (Charrier et al., 1997).

2.2.1.2 Formación Farellones (Klohn, 1960)

Definición: La Formación Farellones fue definida por Klohn (1960), reconocida entre los 34°S y 35°20'S, y luego redefinida (Rivano et al., 1990). Según Klohn (1960), 'la denominación "formación de los Farellones" fue propuesta por Muñoz C. (1953, verbalmente) para designar las series de capas que tienen buen desarrollo en los alrededores de la localidad Los Farellones, centro de esquí ubicado al este de Santiago'.

Distribución y litología: Existe más de una localidad tipo o sección estratigráfica de referencia para esta formación. Una de ellas corresponde a aquella expuesta en la localidad de Farellones (Klohn, 1960) y la otra se encuentra expuesta en los faldeos septentrionales del cerro La Gloria, al norte del valle de río Aconcagua (Rivano et al., 1990). Estaría constituida, según este autor, por dos miembros principales: uno inferior compuesto por tobas e ignimbritas de composición riolítica a dacítica, y otro superior compuesto por flujos andesítico-basálticos intruidos por domos riódacíticos. Los afloramientos de la localidad tipo definida por Klohn (1960) se restringen solo al miembro superior, donde estima un espesor de 2500 m, mientras que en la descrita por Rivano et al. (1990) se encuentran ambos miembros y estiman un máximo de más de 1500 m para el miembro superior con espesor variable para el miembro inferior.

Edad y correlación: El límite inferior de la Formación Farellones está definido como una discordancia angular con la Formación Coya-Machalí, lo cual se puede identificar en la zona cordillerana de la región de O'Higgins en el contacto de ambas. Sin embargo, en variadas zonas se observa un límite pseudo-concordante, complejizando la diferenciación entre ambas formaciones. (Klohn, 1960). Esta discordancia con la Formación Coya-Machali, que viene inmediatamente inferior cronológicamente, se observa claramente en el Cajón de Cipreses, afluente del río Cachapoal. (Charrier, 1973). Variadas dataciones radiométricas de K/Ar en rocas de esta formación dieron como resultados edades desde 8 a 22 Ma (Godoy et al., 2009), permitiendo establecerla en el Mioceno.

2.2.2 Rocas intrusivas

En el área de estudio y zonas aledañas se han reconocido variados cuerpos intrusivos de distintas dimensiones y composiciones, todos del Mioceno. Los cuerpos intrusivos mayores se presentan en afloramientos relativamente pequeños y aislados, por lo que no es posible determinar una relación entre ellos. Uno de los cuerpos más importantes es el Batolito Universidad ubicado en la confluencia de los ríos Cachapoal, Cortaderal y de Las Leñas al sur del valle estudiado (Figura 3) clasificado como granodiorita y monzonita cuarcífera (Charrier, 1983). Otros cuerpos importantes son los pórfidos andesíticos, dacíticos y granodioríticos de hornblenda, portadores de mineralización de tipo "Pórfido cuprífero gigante" y chimeneas de brecha al norte del valle estudiado, donde se encuentra la mina El Teniente.

En el valle del río Pangal, específicamente, se han encontrado cuerpos intrusivos de menor dimensión ubicados en la confluencia del río Blanco y río Paredones (Figura 3), tanto en la ladera norte como en la ladera sur. Este fue clasificado como un stock granítico a diorítico intruyendo a la Formación Farellones (Charrier, 1983), aunque algunos autores lo han clasificado como una monzonita cuarcífera (Maksaev et al., 2009). Este cuerpo, al igual que los cuerpos en las zonas aledañas, es de edad Mioceno con una edad específica de $10,1 \pm 0,4$ Ma obtenida por trazas de fisión en zircones y $4,1 \pm 0,6$ Ma por trazas de fisión en apatitos (Maksaev et al., 2009). Asociado a este stock se han identificado zonas de alteración hidrotermal en la ladera norte del río Paredones llegando a la confluencia y en la ladera sur aguas arriba (Charrier, 1983).

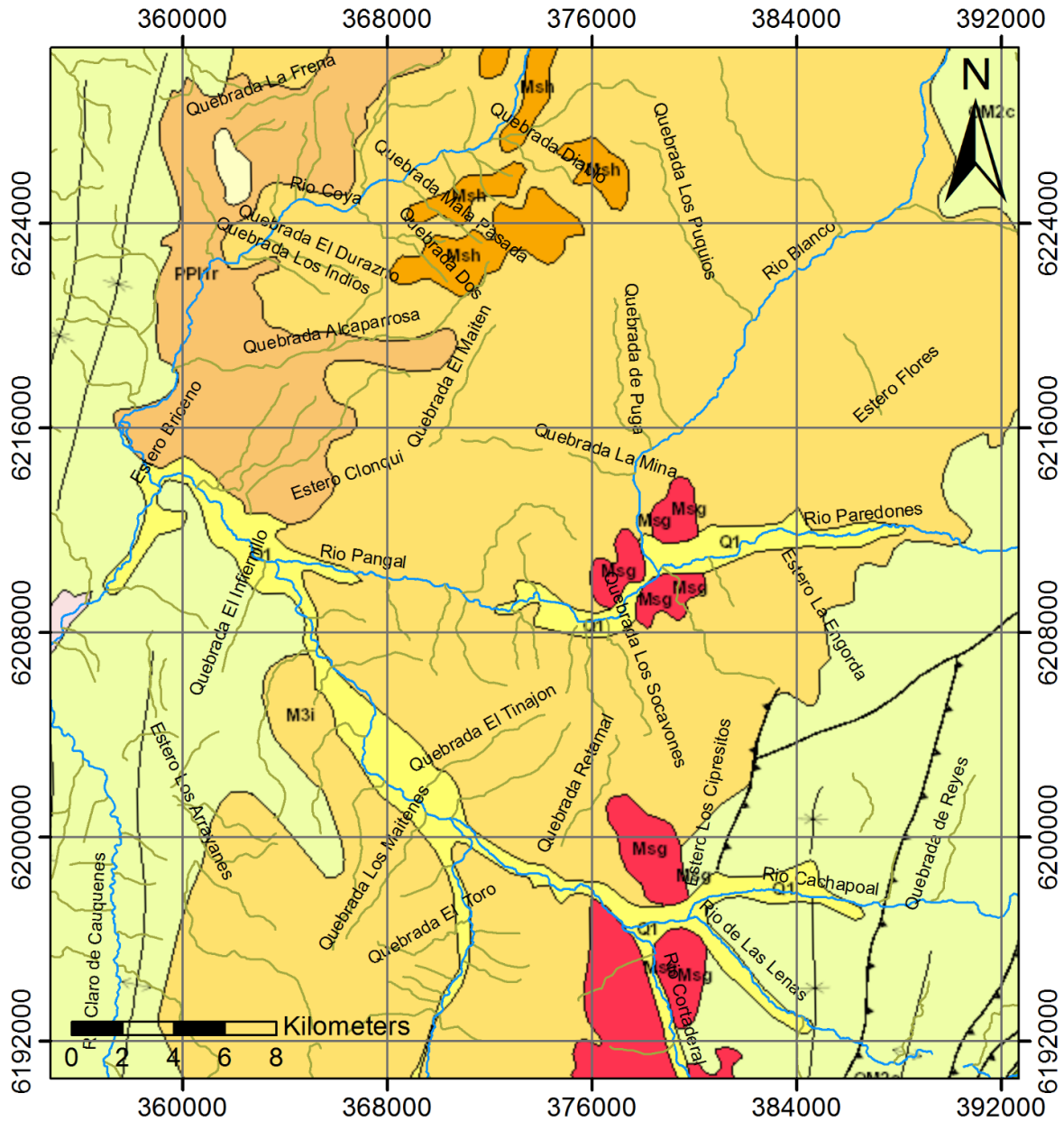
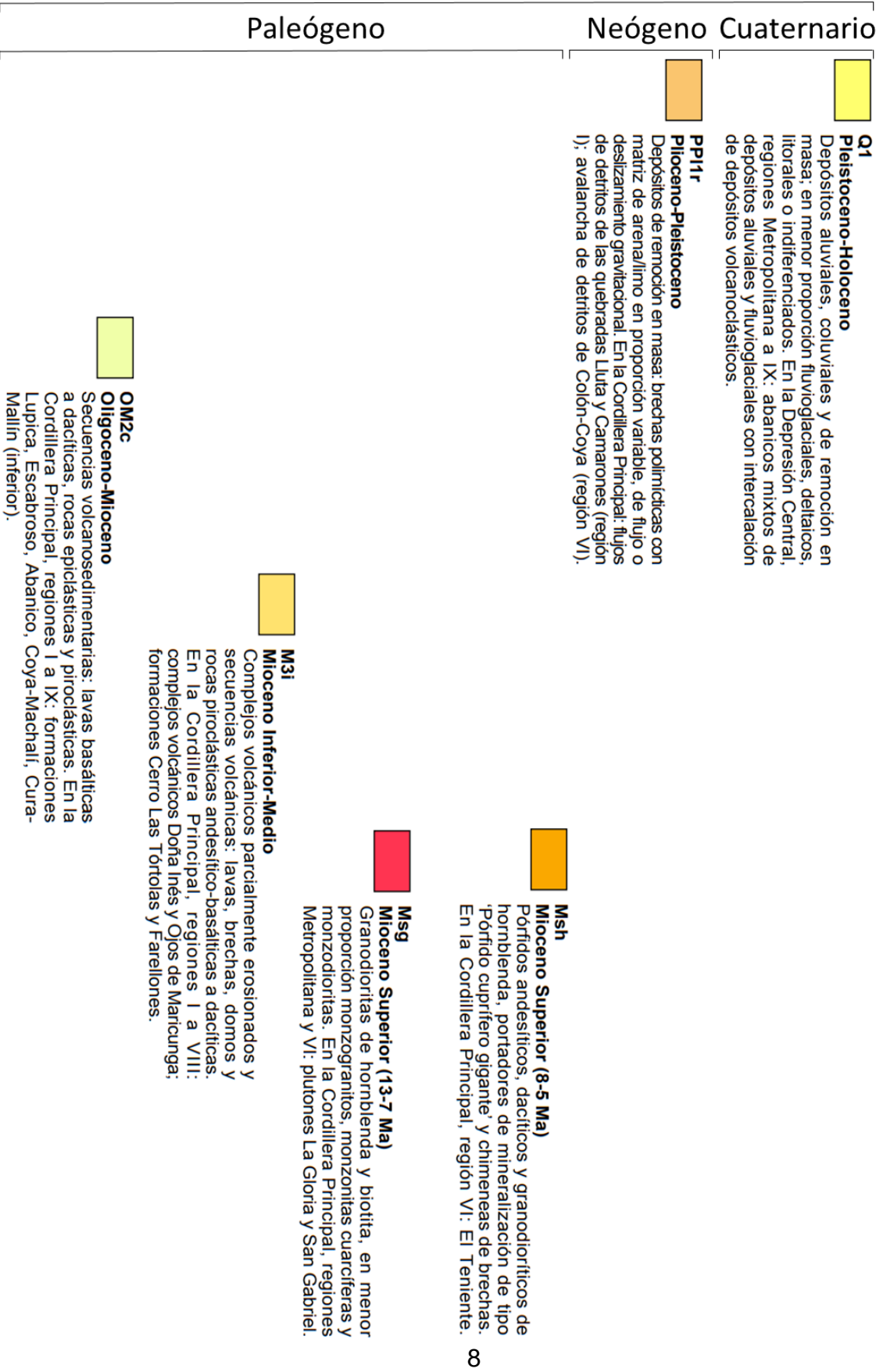


Figura 3: Mapa geológico del área de estudio y zonas aledañas. Modificado del Mapa de Chile 1:1.000.000. SERNAGEOMIN, 2003.

CENOZOICO



2.2.3 Estructuras

La Cordillera Principal entre los 34° y 35°S se constituye, según Charrier (1983), de diversos pisos estructurales. El primer piso estructural vendría siendo el piso superior que se compone de depósitos no consolidados y acumulaciones del Volcanismo Andino Joven. Este es de una edad Plioceno superior-Reciente y no presenta deformación. El segundo y tercer piso estructural corresponden a las Formaciones Farellones y Coya-Machalí, respectivamente. Estos si poseen un grado de plegamiento y presencia de fallas. La Formación Farellones posee pliegues suaves con flancos inclinados entre 15 y 20°, longitudes de onda que alcanzan valores de 7000-8000 metros y amplitudes de 500 metros. Por otro lado, la Formación Coya-Machalí posee pliegues sinuosos que vergen predominantemente hacia el oeste con longitudes de onda que alcanzan los 3600 metros y amplitudes de 1500 metros. A diferencia del segundo piso estructural, este presenta un acortamiento de casi el 30%. Y, finalmente, el cuarto y último piso se compone de depósitos del Jurásico superior-Cretácico medio. Este se caracteriza por la presencia de pliegues sinclinales concéntricos volcados y/o acostados, evidenciando una intensa deformación.

Otras estructuras importantes son las fallas presentes al este de la Depresión Central y las zonas oeste y central de la Cordillera Principal. Estas tres fallas o sistemas de fallas son, de este a oeste: Las Leñas-Espinoza, San Ramón-Pocuro y Los Ángeles-Infiernillo (Figura 4). El sistema de fallas Las Leñas-Espinoza es un sistema inverso vergente al este que permite el cabalgamiento de la Formación Abanico por sobre las secuencias del Mesozoico encontradas en la zona oriental de la Cordillera Principal (Charrier et al., 2002; Farías et al., 2010). Esta se encuentra a aproximadamente 20 km al este de la zona de estudio y puede seguirse a lo largo de 300 km (Farias et al., 2010). Este sistema es conocido como Las Leñas-Espinoza en la latitud 34°30'S (Charrier et al., 2002), mientras que se conoce como el sistema El Diablo más al norte (33°45'S: Fock et al., 2006) y sistema El Fierro más al sur (35°S: Davidson and Vicente, 1973). El sistema de fallas San Ramón-Pocuro es un sistema inverso de vergencia oeste que permite el cabalgamiento de la Formación Abanico por sobre los depósitos aluviales, coluviales y fluviales de la Depresión Central (Rauld, 2002; Fock et al., 2006; Charrier et al., 2005; Armijo et al., 2010). Se encuentra a aproximadamente 30 km al oeste de la zona de estudio, junto a la ciudad de Rancagua, aunque de forma inferida (Farías et al., 2010). Lo mismo ocurre con el sistema Los Ángeles-Infiernillo, definido como un sistema de fallas normales invertidas parcialmente de vergencia oeste que permite el cabalgamiento de los depósitos del Cenozoico por sobre los del Mesozoico (Carter & Aguirre, 1965; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010).

En la zona de estudio se reconoce, principalmente, el segundo piso estructural según Charrier (1983) asociado a la Formación Farellones con presencia casi nula de deformación.

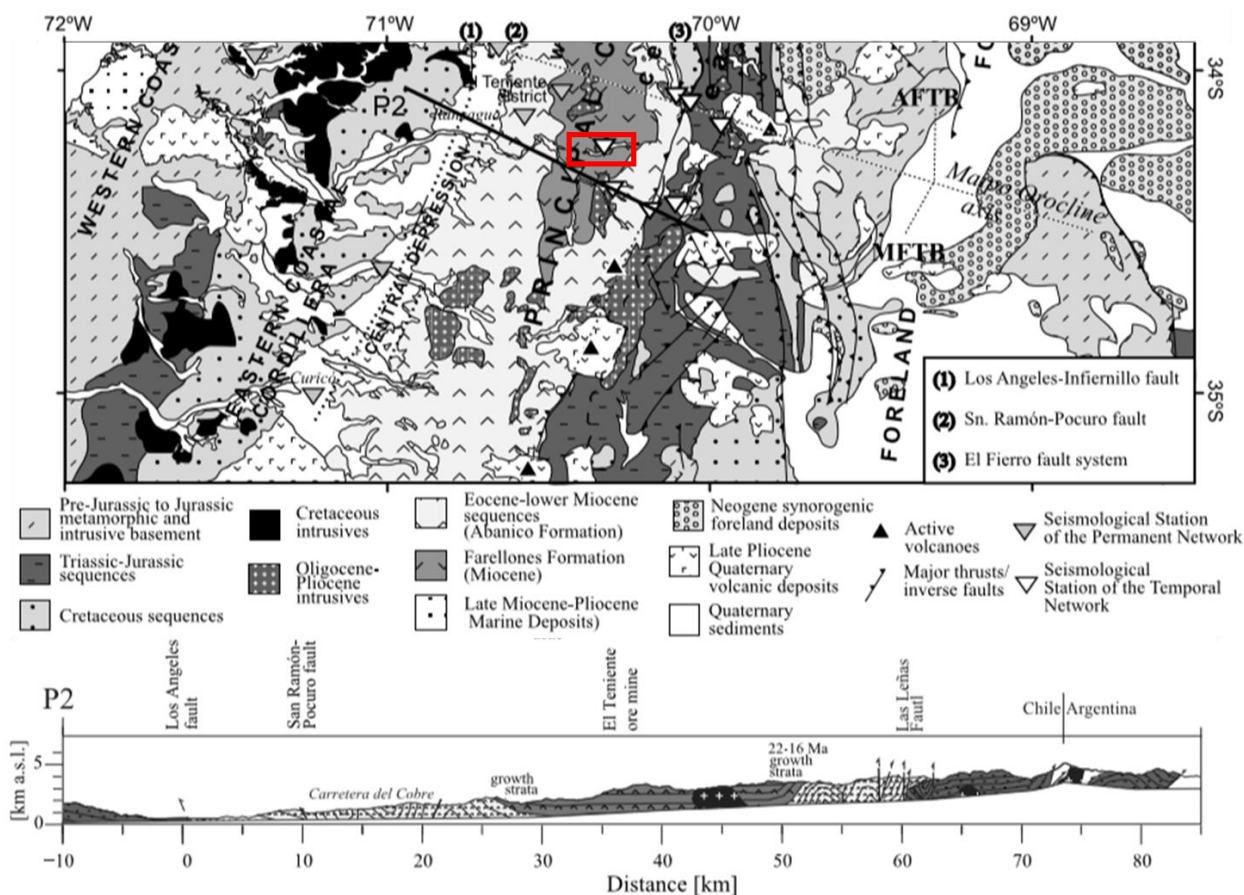


Figura 4: Mapa geológico simplificado de los Andes Centrales de Chile y oeste de Argentina (34°S-35°S). La zona de estudio se muestra en un rectángulo rojo. Modificado de Farías et al., 2010.

2.3 Estudios de grandes remociones en masa en Los Andes Centrales

Los estudios de estos grandes movimientos de tierra en los Andes Central (Chile y Argentina Central) se han enfocado en entender sus mecanismos de desencadenamiento (Antinao & Gosse, 2009; Moreiras et al., 2012; Sepúlveda et al., 2014) evolución del paisaje (Antinao & Gosse, 2009) y el peligro y consecuencias asociadas (Sepúlveda & Moreiras, 2013; Moreiras & Sepúlveda, 2015; Welkner et al., 2010).

En zonas más cercanas al valle se han realizado estudios sobre mega-deslizamientos y potenciales peligros con el fin de entender la evolución geomorfológica de los Andes Centrales (Sepúlveda & Moreiras, 2013; Moreiras & Sepúlveda, 2015). Al menos 650 km^2 de los Andes entre los 32° y 34°S han sido afectados por mega-deslizamientos y, aunque existen distintos tipos de deslizamientos, usualmente se encuentran en valle glaciales (Sepúlveda & Moreiras, 2013). Otros estudios hablan sobre la creencia que se tiene sobre la estabilidad de represas naturales ocasionadas por deslizamientos (Hermanns et al., 2004) remarcando la importancia de efectos indirectos, como avalanchas de roca sobre el lago formado, cambios hidrológicos y climáticos drásticos por sobre el efecto directo de un sismo de gran magnitud. Estos estudios son de gran importancia ya que, usualmente, el peligro indirecto podría generar más daño que el directo en infraestructuras y comunidades aguas abajo en los valles cordilleranos (Sepúlveda & Moreiras, 2013).

3. Metodología de trabajo

El método de trabajo utilizado consiste en 4 partes principales: a) mapeo de la geología y geomorfología local del valle, b) estimación del volumen de los depósitos de avalancha de roca ya identificados, c) identificación de las fuentes potenciales de estos eventos (tomando en cuenta sus factores condicionantes y gatillantes) y d) análisis de peligro y el represamiento natural asociado.

Este método se eligió considerando el resultado final a entregar que es un mapa de peligro de avalanchas de rocas en la zona, y para ello es necesario entender a cabalidad la geología y geomorfología de la zona, tener una idea del orden de magnitud de estos eventos, entender de donde provienen y porqué se generaron en dichas zonas. Con esta información es posible realizar un análisis de peligro que contenga las posibles proveniencias de próximos eventos, los órdenes de magnitud en caso de ocurrir y la cantidad de agua, aproximada, que sería posible acumular en caso de un represamiento natural. Los caudales asociados a una rotura de la represa o el daño asociado a infraestructura ocasionado por el agua en gran cantidad y velocidad se escapan de los objetivos de este trabajo.

3.1 Mapeo geológico y geomorfológico

El mapeo geológico y geomorfológico de la zona de estudio se lleva a cabo en 3 etapas distintas: una etapa de trabajo pre-terreno, otra de trabajo de terreno y otro post-terreno.

3.1.1 Trabajo pre-terreno

Inicialmente se realiza una recopilación de antecedentes bibliográficos y mapas geológicos publicados de la zona. Luego de obtener información sobre la geología y geomorfología, se procede a foto interpretar con imágenes satelitales obtenidas en Google Earth. Como se mencionó anteriormente, existía un mapeo previo realizado por Sepúlveda y Moreiras (2017) donde identificaban los distintos depósitos caóticos importantes del complejo de avalanchas de roca, por lo que la foto interpretación se centra en las morfologías fluviales, aluviales y deslizamientos observados en el valle.

3.1.2 Trabajo de terreno

Se realizaron múltiples campañas de terreno durante los meses de abril y octubre de 2018. Estas campañas tuvieron una duración de 1 día cada una, y se llevaron a cabo en las siguientes fechas: a) 11 de abril de 2018, b) 20 de abril de 2018, c) 25 de abril de 2018, d) 16 de mayo de 2018 y e) 26 de octubre de 2018. El acceso a la zona fue por la carretera del cobre (ruta H-29 y H-25) desde Rancagua hasta el Control Maitenes Codelco División El Teniente, y luego por la ruta H-265 pasando el pueblo de Coya hasta el inicio del valle por el oeste.

3.1.2.1 11 de abril de 2018

Se realiza el terreno de reconocimiento de la zona, en el que se observan e identifican los distintos eventos del complejo de avalanchas de roca en el valle y se proponen otros depósitos no identificados anteriormente como avalanchas de roca.

3.1.2.2 20 de abril de 2018

Se realiza el mapeo geomorfológico del valle a escala 1:25.000, incluyendo laderas de roca y de suelo.

3.1.2.3 25 de abril de 2018

Se realizan vuelos con UAV sobre el depósito identificado como Pangal V para hacer fotogrametría de detalle. También se realizan vuelos para identificar el contacto entre Pangal III y Pangal IV y para identificar el espesor máximo de Pangal I. Posteriormente, se buscan depósitos lacustres junto al río.

3.1.2.4 16 de mayo de 2018

Se obtiene una muestra de depósitos lacustres para su posterior datación.

3.1.2.5 26 de octubre de 2018

Se verifican los resultados obtenidos por la fotointerpretación y por el procesamiento de imágenes ASTER sobre las zonas de fuentes potenciales de grandes remociones en masa. También se obtienen muestras de roca.

3.1.3 Trabajo post-terreno

El trabajo luego de las campañas consiste en la descripción de muestras y la actualización, corrección y digitalización del mapa en ArcGIS, el cual contiene la geomorfología del valle y las laderas rocas.

Las laderas se separan por orientación. Para ello se identifica la dirección de la pendiente de la tasa máxima de cambio entre el valor de cada celda y sus vecinos, utilizando un modelo de elevación de la zona de estudio.

3.2 Estimación de volúmenes de depósitos

Como se mencionó anteriormente, es necesario tener una idea del orden de magnitud de estos depósitos para entender que volumen podría alcanzar un evento posterior en caso de ocurrir. Hay que mencionar, sin embargo, que se pretende llegar a una estimación de los volúmenes y no a un cálculo preciso.

Se utilizan modelos de elevación (DEMs) para saber la altura en cada punto del valle, los cuales se trabajan en ArcGis. Estos DEM consisten en 2 tipos: un modelo que contiene datos geográficos públicos de la NASA de un proyecto llamado Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), de resolución de 30 x 30 metros, y otro modelo construido por fotogrametría de detalle a partir de vuelos con UAV. Otros vuelos con UAV se realizan para identificar la disposición espacial de ciertos depósitos y sus espesores. Posteriormente, se combinan ambos modelos en el sistema de información geográfica ArcGIS para construir un modelo de elevación completo de la zona de estudio

El DEM obtenido por fotogrametría de detalle a partir de vuelos UAV posee una resolución de 1,7 x 1,7 metros (Figura 5), a diferencia del SRTM de resolución 30 x 30 metros que se adquirió de toda la zona. Estos modelos de elevación se combinaron para construir un DEM de resolución 1,7 x 1,7 metros de toda la zona de estudio (Figura 6).

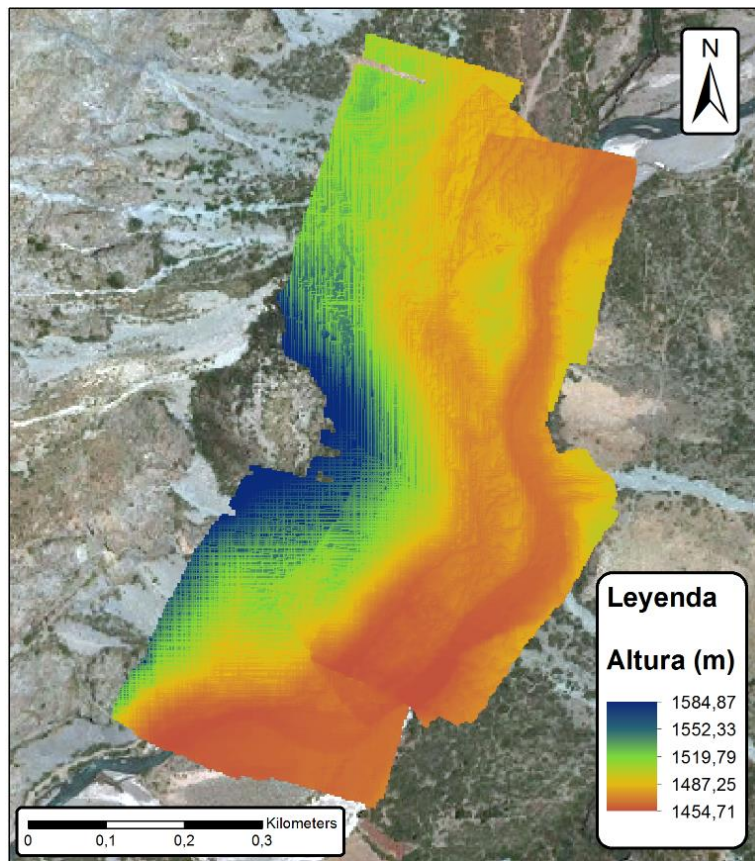


Figura 5: Modelo de elevación de Pangal V con resolución 1.7 metros.

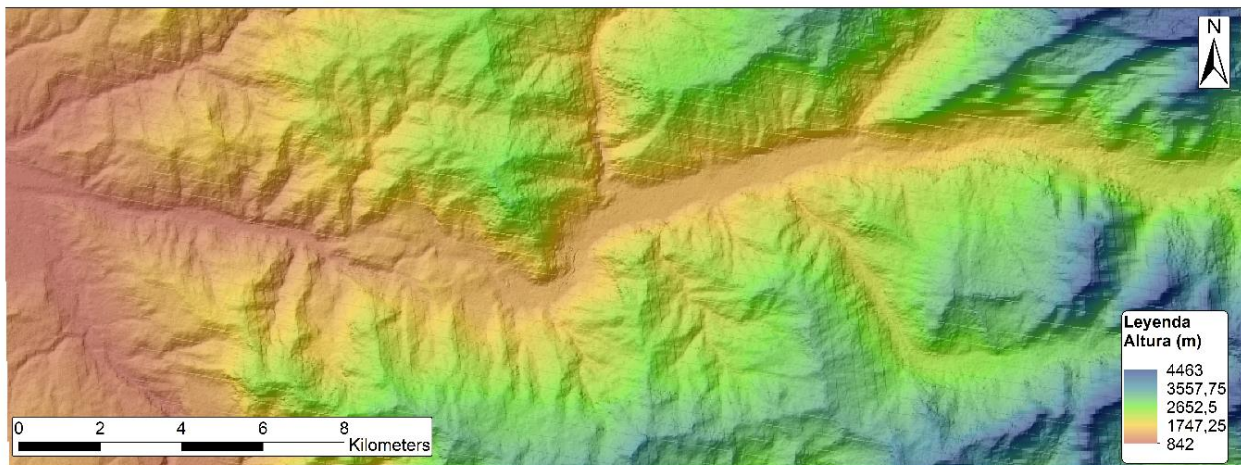


Figura 6: Modelo de elevación de la zona de estudio con resolución de 1.7 metros

Luego de obtener un DEM del valle completo se procede a analizar cada depósito por separado. Se realizan cortes transversales o perfiles que muestren datos de altura vs distancia de la ladera de roca hasta el lecho del río. Los datos de cada perfil se exportan para tratarlos en Microsoft Excel.

Para cada perfil se realiza una corrección topográfica para simular la ladera original antes del evento. Se toman datos de altura que representan a la ladera de roca, datos de altura del lecho del río y se crea una línea de tendencia polinómica de orden dos

(independiente para cada perfil) que simula de manera estimada la ladera original. El objetivo de esto es obtener 2 curvas que representan un antes y un después del evento.

Posteriormente se calcula, de forma discreta, el área bajo la curva del perfil original y de la corrección topográfica. Para ello se utiliza la siguiente secuencia de ecuaciones:

$$\begin{aligned}
 A_0 &= \frac{(y_0 + y_1)}{2} \times (x_1 - x_0) \\
 A_1 &= \frac{(y_1 + y_2)}{2} \times (x_2 - x_1) \\
 A_2 &= \frac{(y_2 + y_3)}{2} \times (x_3 - x_2) \\
 &\quad \cdot \\
 &\quad \cdot \\
 A_{n-1} &= \frac{(y_{n-1} + y_n)}{2} \times (x_n - x_{n-1})
 \end{aligned}$$

donde n corresponde a la cantidad de datos que forman cada curva. Cada A_n corresponde al área entre 2 puntos conocidos en la curva y por ello se hace una sumatoria hasta el n-1. Entonces, el área total bajo la curva estaría dada por:

$$A_t = \sum_0^{n-1} A_m$$

Luego de obtener el área bajo la curva de cada perfil y su respectiva corrección topográfica, se calcula la diferencia entre ambas dando como resultado el área transversal del depósito en esa sección.

La cantidad de perfiles realizados dependen netamente de la forma del depósito. Para cada perfil se calcula el área transversal que, posteriormente, se multiplica por el largo del depósito en dicha sección, obteniendo un volumen estimado para ese tramo.

La estimación de las áreas transversales de depósitos superpuestos se realiza de manera muy similar a la anterior. Primero se hace una corrección topográfica que simula la ladera original antes de ambos eventos. Luego se hace una nueva corrección que simula la ladera después de ocurrido el primer evento, para obtener la topografía que separa ambos eventos y así poder calcular el área transversal para cada uno. Finalmente, estas áreas transversales se multiplican por los largos de los depósitos respectivos en esos tramos para obtener los volúmenes estimados en cada sección.

3.3 Identificación de fuentes potenciales de grandes remociones en masa

La identificación de las fuentes potenciales de eventos de este tipo es muy relevante al momento de analizar el peligro, ya que permite acotar las zonas de proveniencia. Para realizar esto se realiza una primera etapa de observación y foto interpretación de las fuentes de las avalanchas presentes en el valle, y una correlación con zonas similares. Posteriormente se hace un procesamiento de imágenes satelitales obtenidas por el sensor ASTER (Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer) en el programa ENVI para identificar las zonas con características similares a las fuentes ya observadas y, finalmente, se realiza una validación en terreno.

3.3.1 Imagen ASTER

ASTER es un instrumento de imagen de alta resolución a bordo de Terra, un satélite del Sistema de Observación de la Tierra (EOS, por sus siglas en inglés) de la NASA lanzado en diciembre de 1999, y es un esfuerzo cooperativo entre la NASA, el Ministerio de Economía, Comercio e Industria de Japón (METI, por sus siglas en inglés) y Japan Space Systems. Los datos ASTER se utilizan para crear mapas detallados de elevación, reflectancia y temperatura de la superficie terrestre, ayudando a desarrollar una comprensión científica de la Tierra como un sistema integrado (Abrams, 2000)

El instrumento se constituye de 3 subsistemas independiente que componen 14 bandas multiespectrales (Tabla 1). Estas bandas abarcan desde el espectro visible hasta el infrarrojo térmico. El subsistema VNIR se compone de 3 bandas con resolución espacial de 15 metros y con un rango de 0,52-0,86 μm (visible e infrarrojo cercano). El subsistema SWIR se compone de 6 bandas con resolución espacial de 30 metros y un rango de 1,600-2,450 μm (infrarrojo de onda corta). El subsistema TIR se compone de 5 bandas con resolución espacial de 90 metros y un rango de 8,125-11,650 μm (infrarrojo térmico) (Figura 7) (Abrams, 2000).

Tabla 1: Cobertura espacial y espectral del sensor ASTER. Rodríguez, 2013.

VNIR		SWIR		TIR	
Bandas	Rango (μm)	Bandas	Rango (μm)	Bandas	Rango (μm)
1	0,52-0,60	4	1,600-1,700	10	8,125-8,475
2	0,63-0,69	5	2,145-2,185	11	8,475-8,825
3	0,76-0,86	6	2,185-2,225	12	8,925-9,275
		7	2,235-2,285	13	10,250-10,950
		8	2,295-2,365	14	10,950-11,650
		9	2,360-2,430		
Resolución	15 m	Resolución	30 m	Resolución	90 m

La imagen es de nivel L1T, adquirida el 1 de enero del 2008. Para procesar esta imagen se utiliza el programa ENVI, un software especializado en el procesamiento de imágenes geospaciales de la empresa ESRI. Antes de utilizar esta imagen es necesario realizar calibraciones con el fin de eliminar todos los factores externos que podrían estar modificando los datos presentes en la imagen. Estas calibraciones convierten los números digitales (DN), que es la respuesta del instrumento a la luz, a radianza (cuando se elimina el factor del sensor) y a reflectancia (cuando se eliminan los factores atmosféricos). Para el caso de las imágenes ASTER, ENVI convierte los datos a radianza automáticamente al abrir el archivo original, por lo que solo se tienen que realizar correcciones atmosféricas. Para hacer esta corrección se considera que todos los píxeles de la imagen tienen un factor común, que es la atmósfera, para calcular una curva promedio de todos los píxeles. Posteriormente, se divide cada píxel por la curva promedio, minimizando así el efecto de la atmósfera. Luego de las correcciones se procede a cortar la imagen para acotarla al valle de estudio (Research System, Inc., 2002).

3.3.2 Combinación de bandas, cociente de bandas e índices de interés

El procesamiento realizado se centra, inicialmente, en la combinación de bandas, cocientes de bandas e índices de interés, con el objetivo de resaltar cualitativamente grupos de minerales. Esto ocurre porque cada elemento tiene un comportamiento particular dentro del espectro, absorbiendo y reflejando más en distintas longitudes de onda. Luego de procesar esta imagen con estos métodos más generales, se procede a utilizar un método llamado Spectral Feature Fitting (SFF), el cual compara de manera más precisa y detallada el espectro de la imagen ASTER con un espectro de referencia con el objetivo de identificar minerales específicos (Research System, Inc., 2002).

Las combinaciones y cocientes de bandas se realizan en RGB (Red Green Blue), donde la máxima presencia de colores es el blanco y la ausencia de colores es el negro. Cuando se combinan bandas en RGB, cada banda que entra en la combinación aporta una información particular. Por ejemplo, las bandas visibles aportan el color que corresponde a la longitud de onda de dicha banda (banda del azul aporta con la información de los elementos de la superficie que tengan tonos azules), las bandas del infrarrojo cercano aportan información de la vegetación (todos los elementos vegetales tienen una reflexión muy alta en esa longitud de onda) y las bandas del infrarrojo de onda corta aportan información de la química de las rocas y/o minerales. Estas últimas bandas son las más importantes en este caso ya que entregan información geológica del área y permite diferenciar la presencia de uno u otro elemento, según la combinación. En el caso de los cocientes de banda se utiliza el mismo procedimiento, solo que se usan razones o cocientes de ciertas bandas para poner en cada combinación. Si se considera que un elemento tiene reflectancia alta en una banda A y baja en una banda B, el cociente de banda sería A/B con el fin de resaltar aún más la reflexión de una longitud de onda en específico.

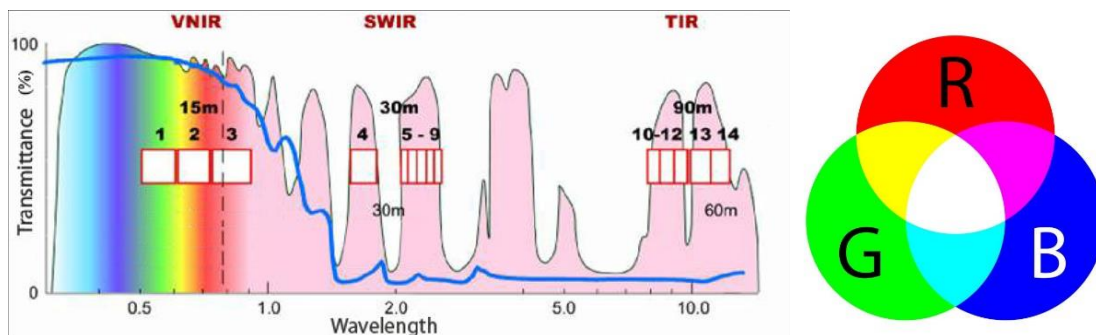


Figura 7: A la izquierda, se observan las ubicaciones de cada banda multiespectral de ASTER en el espectro de transmisión atmosférica. Se distingue la resolución (en metros) para cada subgrupo. A la derecha, se observa la composición de color en términos de la intensidad de colores primarios de la luz (Red Green Blue).

Los índices de interés se comportan muy similar a los cocientes de bandas. Se tiene el mismo principio de resaltar más la reflectancia de una longitud de onda en específico, pero en vez de una razón se utiliza una operación de bandas, con el fin de normalizar datos con alta variabilidad o de resaltar elementos que posean alta reflectancia en más de una longitud de onda. Ejemplo de esto son los índices de vegetación, agua y nieve. La vegetación tiene una reflectancia muy alta en los $0,83 \mu\text{m}$ de longitud de onda y baja en el resto de las longitudes de onda (especialmente baja en rojo), por lo que la operación que permite resaltar la vegetación y normalizar los datos usaría las bandas de infrarrojo cercano y rojo. Lo mismo ocurre con el agua y la nieve, pero con distintas longitudes de

ondas. Luego estos índices de interés se cargan en escala de grises, donde la presencia de blanco representa los pixeles que posean alta reflectancia en esa longitud de onda, mientras que los más oscuros representan alta absorción.

3.3.3 Método Spectral Feature Fitting

Luego de procesar la imagen con los métodos antes mencionados de forma más general, se procede a utilizar un método llamado Spectral Feature Fitting (SFF), el cual compara de manera más precisa y detallada el espectro de la imagen ASTER con un espectro de referencia.

SFF es una metodología basada en las absorciones de las curvas para asignar una curva de la imagen a una curva de referencia. Cada mineral o grupo de minerales tiene una curva específica que se distingue por los *peaks* de absorción de su espectro. Estos *peaks* de absorción representan los distintos enlaces químicos presentes en dicho mineral (Bowitz & Ehling, 2008). Por ejemplo, las principales bandas características para identificar caolinita, montmorillonita, illita y clorita se muestran en la Figura 8. El espectro de la caolinita presenta mayores absorciones alrededor de los 1400 nm por la presencia de hidroxilos (OH), alrededor de los 1913 nm por la presencia de agua (H₂O) y alrededor de los 2168 nm y 2208 nm por la presencia de Al-OH (Tun et al., 2015). Características similares se observan en otros minerales representados en la Figura 8 ya que las moléculas de OH, H₂O y Al-OH generan puntos de absorción en el espectro en todas las arcillas y se diferencian por la predominancia de ciertas absorciones y la presencia de dobletes en dichas absorciones (los dobletes corresponden a las bandas de absorción que presentan 2 *peaks* en vez de 1, como la absorción de OH en la caolinita) (Bowitz & Ehling, 2008). Otras moléculas como Mg/FeOH también generan absorciones y pueden ser característicos de dicho mineral, como es el caso de la clorita.

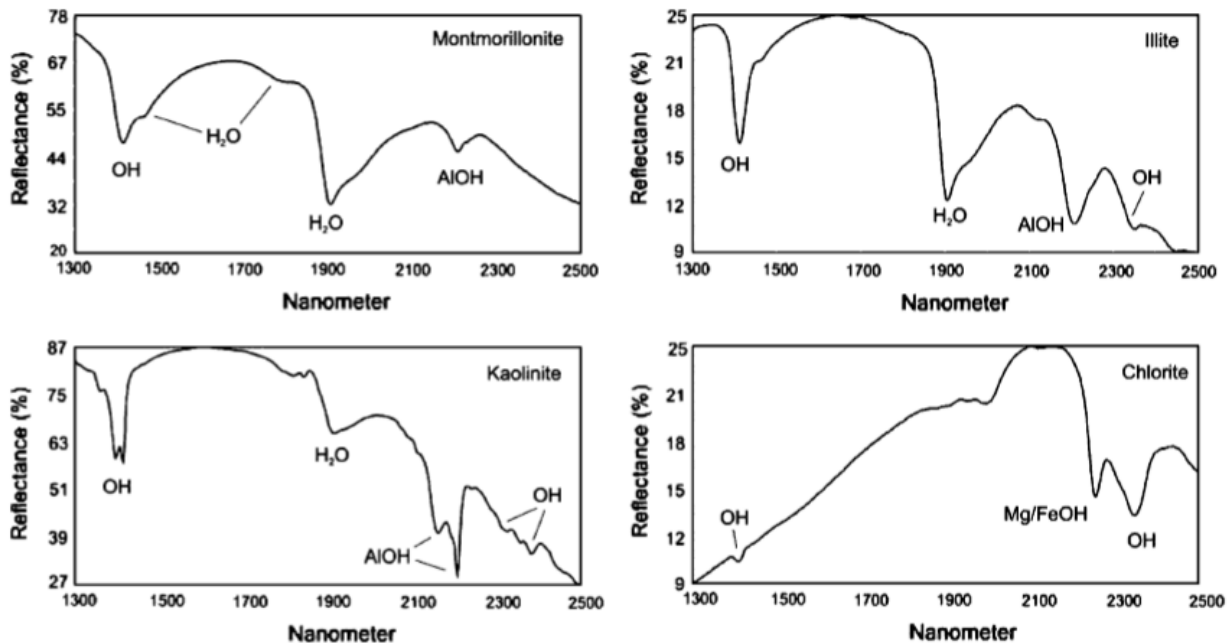


Figura 8: Espectros de absorción de los minerales montmorillonita, illita, caolinita y clorita. Bowitz & Ehling, 2008

Este método requiere que los datos se conviertan a reflectancia y que los continuos de la curva, tanto de la imagen como de la curva de referencia, se supriman (Figura 9).

Un continuo corresponde a una señal de fondo no relacionada con características específicas de absorción de interés y el fin de esto es aislar una característica de absorción particular para este análisis. Los espectros son normalizados a una referencia común utilizando un continuo formado por la definición de puntos altos del espectro (máximos locales) y el ajuste de segmentos de línea recta entre estos puntos. Luego, el continuo se elimina dividiéndolo en el espectro original. Otro requerimiento es que los miembros finales de referencia (minerales a analizar) sean seleccionados ya sea de la imagen o de una biblioteca espectral y que cada espectro de referencia se amplíe para que coincida al espectro desconocido (Research System, Inc., 2002).

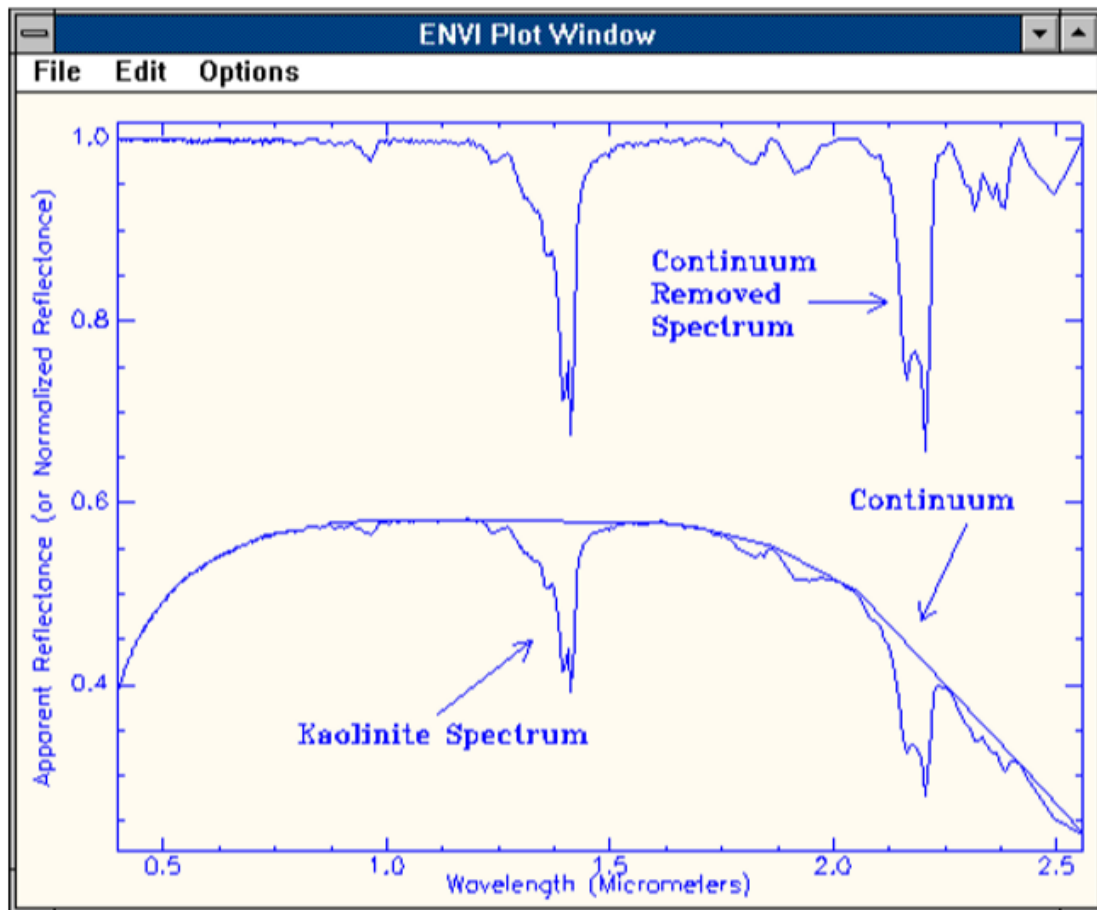


Figura 9: Ejemplo del espectro 'continuum-removed' del mineral caolinita. Research System, Inc., 2002

Posteriormente, se busca ajustar el espectro desconocido con el espectro de referencia. Esto se logra en 2 procedimientos: un ajuste o escala de la imagen y un ajuste por mínimos cuadrados. Para estos procedimientos se selecciona un rango espectral de análisis ajustado (cierto número finito de bandas) ya que, al descartar las bandas o absorciones de menor relevancia, produce mejores resultados (Research System, Inc., 2002).

El primer procedimiento produce una imagen "Scale" para cada miembro final seleccionado para el ajuste. Se produce, en primer lugar, restando los espectros continuos de uno, invirtiéndolos así y haciendo el continuo cero. Luego se determina un factor de escala multiplicativo que hace que el espectro de referencia coincida con el espectro desconocido. El segundo procedimiento se basa en el cálculo de los ajustes

mínimos cuadrados entre cada miembro de referencia seleccionado y el espectro desconocido, banda por banda. El error total de la raíz cuadrada media (RMS, por sus siglas en inglés) es utilizado para formar una imagen de error RMS para cada miembro final (Research System, Inc., 2002).

En la imagen “Scale”, obtenida del primer procedimiento, los pixeles brillantes (asociados a un factor multiplicativo alto) indican una característica espectral profunda, es decir, que coincide mejor el espectro de referencia con el espectro desconocido, mientras que los pixeles oscuros (asociados a un factor multiplicativo bajo) indican una característica espectral débil. En la imagen RMS, por otro lado, los pixeles brillantes de la imagen indican un error alto (asociado a un mejor ajuste de las imágenes) y los pixeles oscuros indican un error bajo (asociado a un peor ajuste) (Harris Geospatial Solutions Inc., 2018).

Para ver las áreas que mejor coinciden con el espectro de referencia en cada miembro, se usa un diagrama de dispersión 2D Scale versus RMS. Los puntos asociados a un RMS bajo y un Scale alto son los que logran un mejor ajuste entre el espectro desconocido y el de referencia (Harris Geospatial Solutions Inc., 2018). En la Figura 10 es posible ver un ejemplo de un diagrama de dispersión 2D asociado a la caolinita y en la Figura 11 como este se representa en el mapa.

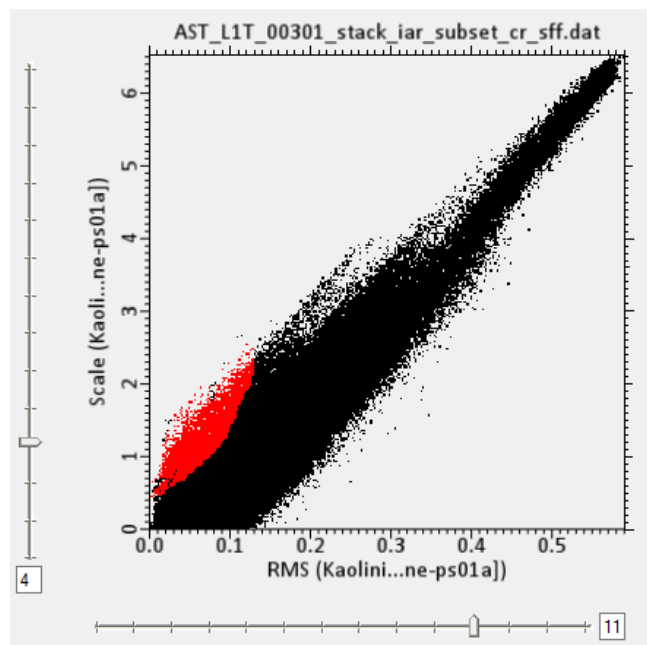


Figura 10: Diagrama de dispersión 2D Scale vs RMS del mineral caolinita. En rojo se observan los datos que mejor se ajustan entre el espectro desconocido y el espectro de referencia.

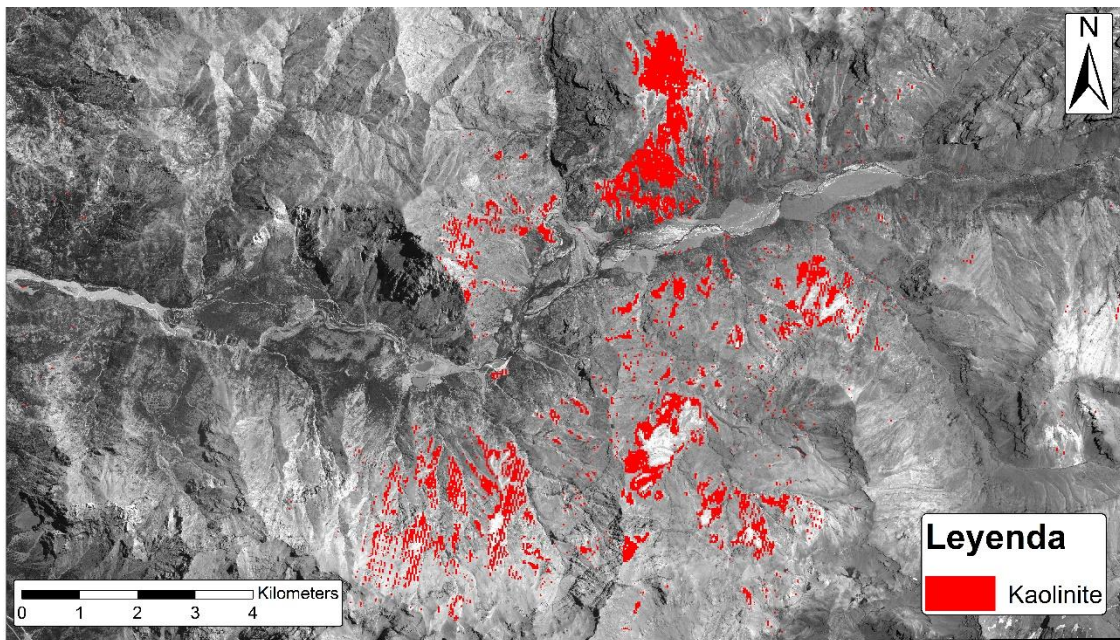


Figura 11: Representación de un diagrama de dispersión 2D Scale vs RMS del mineral caolinita. En rojo se observan los datos que mejor se ajustan entre el espectro desconocido y el espectro de referencia, según el diagrama en la Figura 10.

Otra forma de producir un resultado que represente la distribución que mejor coincide con el espectro es utilizando cocientes de banda. Se realiza un cociente de bandas para cada miembro, donde el numerador corresponde a la banda Scale y el denominador a la banda RMS (Scale/RMS). Los valores más altos representan las mejores coincidencias. Luego, a estos valores se le aplica un color (específico para cada miembro) y se plotean en una imagen (Harris Geospatial Solutions Inc., 2018).

3.4 Peligro de ocurrencia y represamiento natural

El análisis de peligro en este trabajo tiene un carácter cualitativo. Se realizan estimaciones de distintas variables para simular el comportamiento de posibles eventos futuros, como la forma y profundidad de las zonas de proveniencia, el volumen de arranque y de deposición, las longitudes y espesores asociados, y las superficies y volúmenes de represamiento asociados a los distintos eventos. Por otro lado, se analizan las pendientes de laderas para encontrar zonas similares a los eventos ya observados y se utiliza la red hidrográfica del valle para reconocer las subcuencas y estimar los puntos de altura mínima de estas (punto más bajo de la cuenca o subcuenca), que corresponden a los lugares donde llegarán las posibles avalanchas de rocas. Este análisis tiene tres grados de peligro: alto, medio y bajo, basado en las áreas afectadas por posibles avalanchas de rocas y la capacidad de generar represamiento natural de cada evento.

Los métodos que se utilizan en 3.4.1, 3.4.2 y 3.4.6 son, casi en su totalidad, funciones disponibles en el Sistema de Información Geográfico ArcGis, por lo que se nombra y se explica en detalle la función o las funciones en cada paso.

3.4.1 Desarrollo de subcuencas hidrográficas

El desarrollo de subcuencas hidrográficas a partir de la red de drenaje del valle es fundamental para entender el lugar de deposición de cada posible avalancha de roca y los recorridos que tomarían en caso de suceder.

En primera instancia, se construye la red de drenaje del valle. Para ello se utiliza el DEM obtenido del área de estudio, el que se calibra para corregir los píxeles anómalos (estos son los píxeles que no poseen información o poseen información errónea) (*Spatial Analyst Tool > Hydrology > Fill*). Luego de esta corrección, se realiza una comparación de las elevaciones de píxeles entre las celdas individuales y las celdas circundantes para construir un mapa de dirección de flujo (*Spatial Analyst Tool > Hydrology > Flow Direction*). Posteriormente, se utiliza esta dirección de flujo para construir un mapa de acumulación de flujo. Para ello se determina la cantidad de veces en que un flujo pasa por cada píxel, donde los altos topográficos tienen valor 0 y los bajos topográficos tienen un valor alto (*Spatial Analyst Tool > Hydrology > Flow Accumulation*). Finalmente, se procesa este mapa para poder asignar un valor fijo de 1 a todos los píxeles que tengan una acumulación mayor a 30.000 (*Spatial Analyst Tools > Map Algebra > Raster Calculator*, función con ("*flow_accumulation_raster*" > 30000, 1)) y se convierte este archivo en píxeles a un archivo vectorial, que representa de mejor manera la red de drenaje (*Spatial Analyst Tool > Hydrology > Stream to Feature*)

El siguiente paso consiste en construir las subcuencas hidrográficas asociadas a las fuentes potenciales identificadas anteriormente. Para ello se seleccionan puntos específicos en la red de drenaje que estuvieran ladera abajo de las fuentes identificadas y fueran cercanos al río (se crean archivos vectoriales con estos puntos específicos). Luego, con la dirección de flujo, se construyen las cuencas asociadas a cada punto (*Spatial Analyst Tool > Hydrology > Watershed*).

3.4.2 Análisis de pendientes

El análisis de pendientes consiste en una comparación entre las zonas de arranque ya existentes y las fuentes potenciales identificadas.

En primer lugar, se identifica la pendiente (el gradiente o tasa de cambio máxima en z) de cada celda en el DEM del área de estudio (*Spatial Analyst Tool > Surface > Slope*). Esta función entrega un mapa del área de estudio con ángulo de pendiente para cada celda. Luego, con este resultado, se identifican todas las fuentes potenciales correspondiente a cada subcuenca y se identifica la pendiente promedio en cada una de estas zonas. Finalmente, se corrobora que cada fuente potencial posea una pendiente promedio igual o mayor a la condición.

Considerando que no existe un ángulo mínimo de pendiente para que se generen avalanchas de rocas, se utiliza el estudio realizado por Keefer (1984) donde recopila datos de más de 40 avalanchas de rocas. En este estudio se observa que la mayoría de las zonas de arranque de avalanchas de rocas tienen una pendiente mínima de 25°. Por ende, zonas con pendiente menor a esta condición no son consideradas como una fuente potencial en este caso.

3.4.3 Estimación de geometría y profundidad de las fuentes potenciales

La estimación de la geometría y profundidad de las fuentes ya existentes es necesaria para tener una idea de la cantidad de roca que podría desprenderse de las fuentes potenciales y que forma tendría.

Primero se traza un perfil desde lo alto de la ladera hasta las cercanías del río, pasando por el escarpe de la avalancha de roca utilizada como referencia. Luego de obtener un valor aproximado de la profundidad, se procede a identificar la forma del escarpe y asimilarla a una geometría conocida para, posteriormente, estimar su volumen.

3.4.4 Volumen de proveniencia y volumen del depósito

Para la estimación del volumen de roca que podría desprenderse en cada zona se toman en consideración 2 características: el tamaño de la fuente potencial y la geometría observada en la fuente existente.

En primera instancia, se identifica el tamaño de las fuentes potenciales en cada subcuenca. Luego, se estima una geometría similar para cada fuente, según su tamaño.

Con la estimación del volumen de proveniencia, es posible estimar el volumen a depositar. Este se estima como ~30% más que el volumen de proveniencia, debido a desintegración y fragmentación de la roca (Hung & Evans, 2004; Scott, 1988).

3.4.5 Longitud y espesor

Las estimaciones de las longitudes (Figura 12) y espesores de cada caso son necesarias para tener una idea de las dimensiones que tendrían los posibles eventos, y si es posible que generen un represamiento natural. Para ello se establece una relación directamente proporcional (relación lineal) entre el orden de magnitud del volumen y las dimensiones, en base a lo observado en las avalanchas de roca ya existentes, con el fin de estimar las dimensiones de cada caso según su volumen estimado.

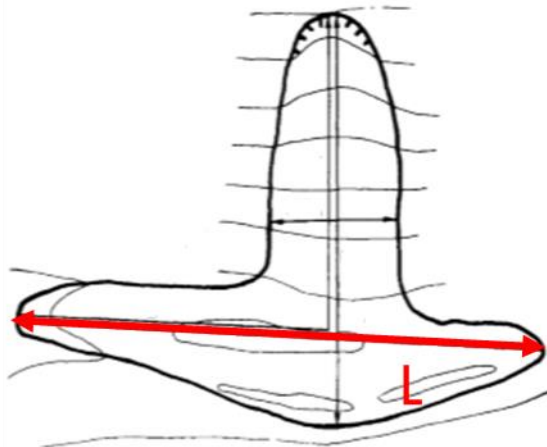


Figura 12: Parámetro de longitud L.

3.4.6 Cota y volumen de represamiento

La estimación de la cota y volumen de represamiento es fundamental para entender, en caso de suceder represamiento natural, que orden de magnitud podría tener el volumen agua acumulado. Para encontrar la cota de represamiento y posterior volumen es necesario utilizar las subcuencas hidrográficas y el espesor estimado para cada caso.

Primero se estima la cota de represamiento. Para cada caso, se identifica el lugar de deposición según las subcuencas hidrográficas. Luego, se obtiene la elevación del río en ese punto en particular, utilizando el DEM de la zona. Se considera que el mayor espesor se encuentra en el punto donde llega al río y que el espesor disminuye a medida que se aleja de ese punto. Con esto en mente, se agrega el espesor de cada caso a la elevación del río en cada punto de altura mínima para obtener una cota máxima de elevación del evento. Posteriormente, se construye un mapa topográfico (curvas de nivel) a partir del DEM. Finalmente, se traza la cota estimada río arriba de cada evento hasta formar un área de represamiento, que corresponde a la zona donde se generaría la acumulación de agua.

Para estimar el volumen de represamiento se utiliza el área de represamiento y DEM de la zona. Luego de obtener el área de represamiento para cada caso, se crea una red de triángulos irregulares (TIN, por sus siglas en inglés) a partir del DEM de la zona (*3D Analyst Tools > Conversion > From Raster > Raster to TIN*). Los TIN son una forma de datos geográficos digitales basados en vectores y se construyen mediante la triangulación de un conjunto de puntos, formando una superficie de triángulos irregulares con información del DEM. Luego de crear esta superficie, se interseca con el polígono que representa el área de represamiento para identificar el área que tienen en común. A su vez, se le asigna un valor de altura al polígono del área de represamiento, que corresponde a la cota de represamiento, para definir un límite superior. Finalmente, se calcula el volumen entre la superficie de triángulos irregulares y el área de represamiento con la altura definida (*3D Analyst Tools > Functional Surface > Surface Volume*).

4. Resultados

4.1 Geología y geomorfología local

4.1.1 Rocas estratificadas

La zona presenta, principalmente, rocas de la Formación Farellones, que se observan a lo largo de todo el valle.

Empezando por el oeste del valle, desde la central hidroeléctrica Pangal hasta el depósito Pangal I, se observan afloramientos de roca aislados en las cotas más bajas debido a la cantidad de vegetación, suelo y material coluvial presente en las laderas. Existen ciertas zonas que están cubiertas por una capa de suelo no menor, aunque esta cantidad no alcanza a ser suficiente para ser considerada una ladera compuesta principalmente por suelo. La presencia de vegetación, suelo y material coluvial disminuye a cotas más altas, donde se observan laderas compuestas por roca casi en su totalidad.

Ya en la zona del complejo de avalanchas de roca Pangal, hacia el este de la zona anterior, se observa menor vegetación y material coluvial en las laderas, permitiendo la aparición de afloramientos de roca de mayor tamaño. Esta característica se mantiene hacia el este del valle, donde la vegetación y material coluvial se restringen a las cotas más bajas y de menor pendiente.

Las rocas observadas se caracterizan por ser tobas, andesitas y brechas volcánicas de tonos rojizos y grises. Estas se presentan de forma masiva y homogénea, sin una estratificación clara (en las cotas más altas se observa posible estratificación a diferencia de las cotas más bajas) y presentan, además, variados grados de fracturamiento dependiendo la zona. Por ejemplo, en la Figura 13 es posible ver la ladera norte del valle, frente a la Quebrada Los Socavones, donde se observa un bajo grado de fracturamiento. Mientras que, en la Figura 14, es posible ver rocas de la ladera norte con un alto grado de fracturamiento. Estas se encuentran cercano a la confluencia de los ríos Blanco y Paredones, río abajo.

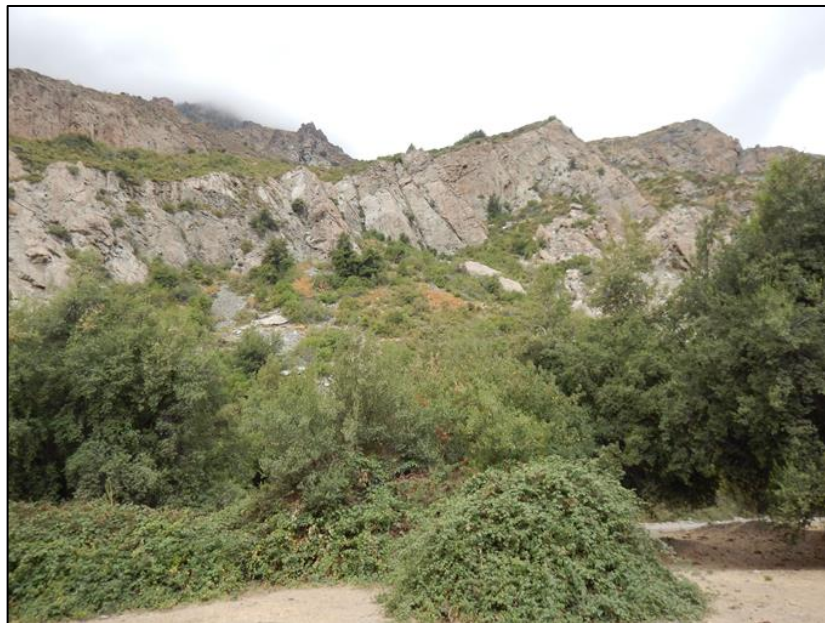


Figura 13: Afloramiento de rocas volcánicas de la Formación Farellones con un grado bajo de fracturamiento.



Figura 14: Afloramiento de rocas volcánicas de la Formación Farellones con un grado alto de fracturamiento

Presentan, además, alteración cálcica / metamorfismo de bajo grado pervasiva. La mineralogía primaria, correspondiente a fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y piroxenos, se conserva principalmente como minerales “fantasma” (minerales que conservan su hábito, pero han sido completa o casi completamente reemplazados por minerales de alteración) y los minerales de alteración presente corresponden a epidota, clinozoicita, prehnita-pumpellyita, clorita, esmectita, ceolita y cuarzo microcristalino (Figura 16) (informe interno, Aguilera, 2018). Cabe destacar que estas descripciones detalladas corresponden a muestras obtenidas de los depósitos de avalancha de rocas (Figura 15) y no de un afloramiento de roca (Anexo B)



Figura 15: Ubicación de muestreo de rocas volcánicas de la Formación Farellones para posterior descripción y análisis. A) Depósito Pangal I, B) Depósito Pangal II, C) Depósito Pangal III. Sepúlveda, 2017.

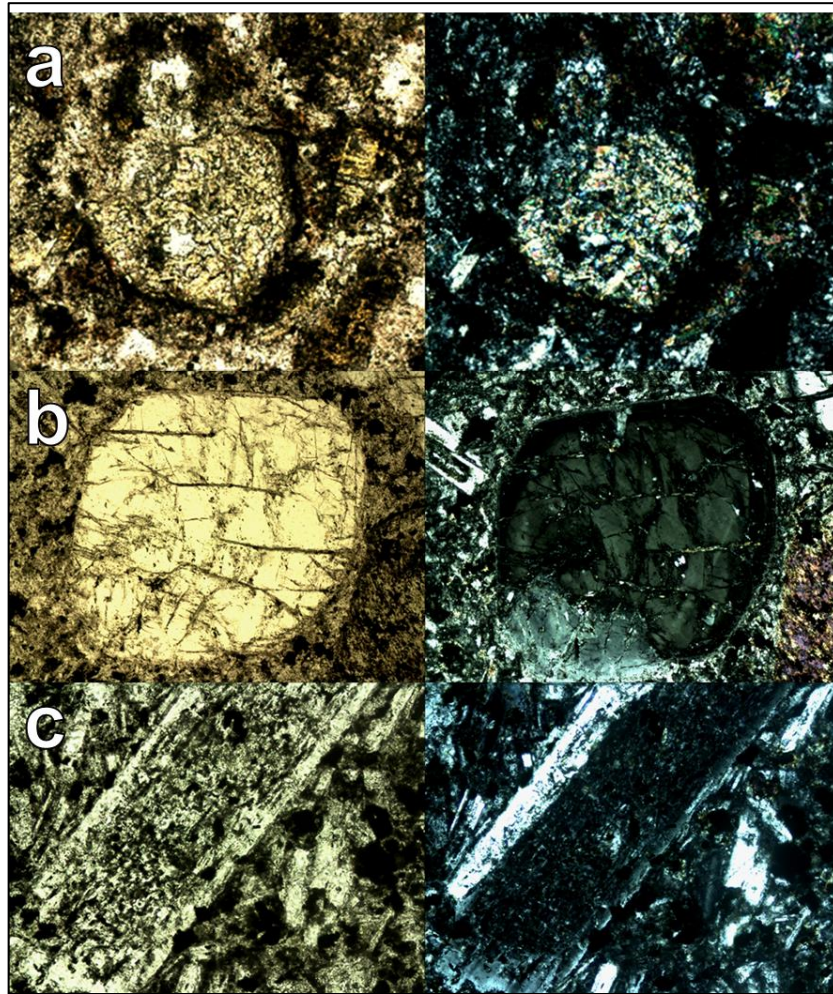


Figura 16: Cortes transparentes de las muestras obtenidas del complejo de avalanchas de roca Pangal. a) Fantasma de piroxeno basal, alterado completamente a epidota-clinozoicita en NP y NX, respectivamente. Largo de la imagen=1.3 mm. b) Posible ortopiroxeno con extinción concéntrica, en NP y NX, respectivamente. Largo imagen= 1 mm. c) Fenocristal de plagioclasa con textura sieve parcialmente alterado a epidota, en NP y NX, respectivamente. Largo imagen= 0.5 mm. Informe interno, Aguilera, 2018

Además de las rocas volcánicas, también se observaron rocas intrusivas y zonas con alteración hidrotermal. Estas últimas son rocas volcánicas que fueron alteradas posteriormente y se describirán con más detalle en la sección de Fuente potenciales de remociones en masa.

4.1.2 Rocas intrusivas

Los intrusivos identificados en la zona se encuentran en el centro del área de estudio. El de mayor tamaño se encuentra en la confluencia del río Blanco y Paredones (Figura 17, imágenes superiores), mientras que el de menor tamaño se encuentra en la ladera norte del valle frente al depósito Pangal III (Figura 17, imágenes inferiores). Ambos se observan de tonos más bien claros y altamente fracturados.



Figura 17: Imágenes superiores: cuerpo intrusivo ubicado en la confluencia de los ríos Blanco y Paredones. Imágenes inferiores: cuerpos intrusivos ubicados en la ladera norte del valle frente al depósito Pangal III.

El cuerpo intrusivo frente a Pangal III consiste en una roca holocristalina, inequigranular, fanerítica con tamaño de grano fino a medio de cristales subhedrales e isótropa. Presenta anfíboles negros a verde oscuro de hasta 1 cm como agregados columnares o fibrosos (a veces radiados), que en ciertas zonas están cloritizados. También se observan cristales de plagioclasa subhedrales de hasta 4 mm y cuarzo y feldespato de grano fino. Hay presencia de magnetita de grano fino. Esta roca se clasifica como una Granodiorita de anfíbol (Figura 18, imagen superior).

Por otro lado, el intrusivo que se encuentra en la confluencia de los ríos Blanco y Paredones consiste en una roca holocristalina, inequigranular, fanerítica con tamaño de grano fino a medio subhedrales e isótropa. Presenta anfíboles verdes oscuro de hasta 4mm cloritizados en su mayoría. Se observan plagioclasas tabulares de grano fino, que presentan cloritización en ciertas zonas, y presencia de magnetita y feldespatos de grano fino. También se observa cuarzo de grano fino a medio. Gran parte de la roca presenta alteración de clorita y epidota. Esta roca, al igual que la anterior, se clasifica como una Granodiorita de anfíbol (Figura 18, imagen inferior).



Figura 18: Imagen superior: muestra PRI01 correspondiente a una granodiorita de anfíbol. Imagen de en medio: muestra PRI02 correspondiente a una granodiorita de anfíbol. Imagen inferior: muestra PRI03 correspondiente a una granodiorita de anfíbol.

4.1.3 Estructuras

A escala local y como se mencionó anteriormente, se observan distintos grados de fracturamiento y set de fracturas en las cotas bajas y posible estratificación en las cotas altas del valle.

En la Figura 13 es posible ver un set de fracturas predominantes con un manteo aparente de $\sim 50^\circ$ al este, mientras que en la Figura 14 resulta complejo definir los sets de fracturas debido a su grado de fracturamiento. Estos son algunos de los ejemplos de las fracturas encontradas en los distintos afloramientos, que no siguen un patrón preponderante a lo largo del valle.

Las posibles estratificaciones observadas se encuentran, aproximadamente, por sobre los 2000 m.s.n.m. y se caracterizan por ser subhorizontales, aparentemente. Se midieron manteos aparentes dando como resultado un máximo de $\sim 20^\circ$. Estas estratificaciones se observan en 2 zonas particulares: a lo largo de ladera sur del valle desde la zona de arranque de Pangal III hasta pasado la Quebrada Los Socavones (Figura 19 y 20) y en la ladera norte frente a Pangal III (Figura 21).

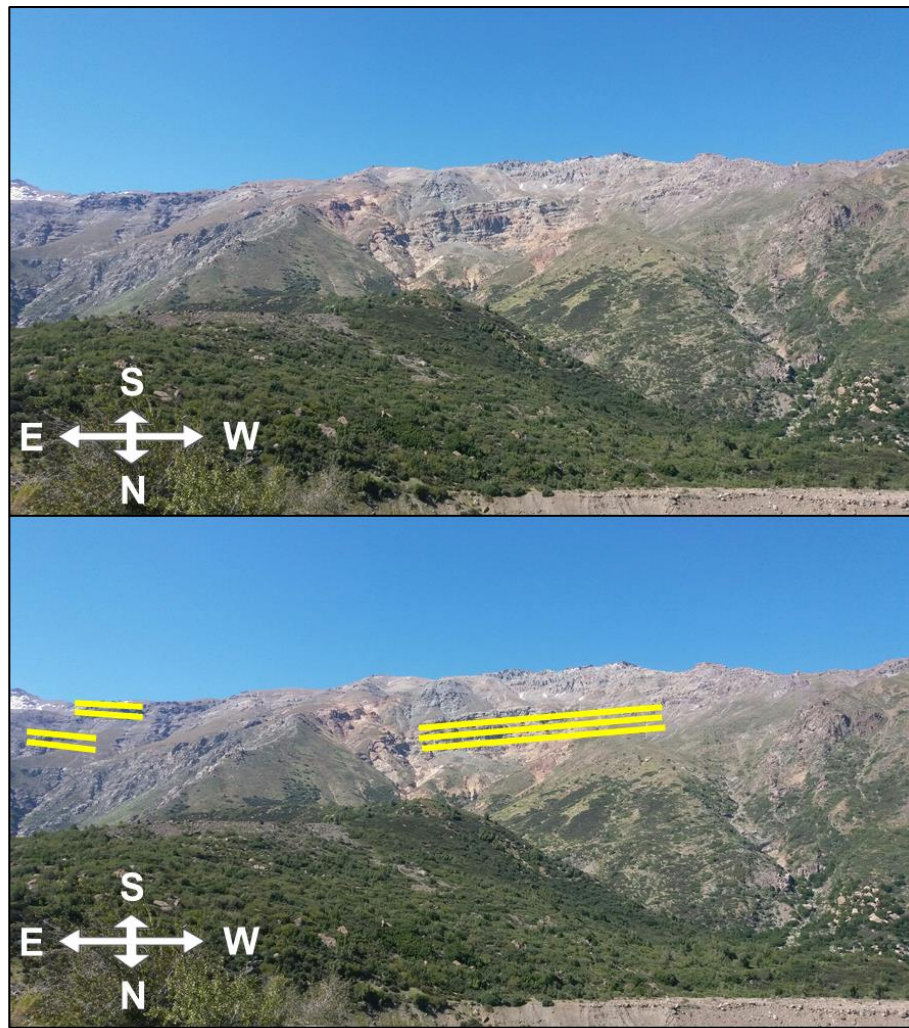


Figura 19: Estratificación subhorizontal en ladera sur del valle, en la zona de arranque de Pangal III.



Figura 20: Estratificación subhorizontal en ladera sur del valle, al este de la Quebrada Los Socavones.



Figura 21: Estratificación subhorizontal en ladera norte del valle, frente al depósito Pangal IV.



Otra estructura importante observada corresponde a un pliegue anticlinal en la ladera sur del valle frente al depósito Pangal I (Figura 22). Este pliegue posee limbos poco inclinados, un eje de orientación aparente noreste-suroeste y un plano axial que miente leve y aparentemente hacia el sureste. La parte superior del pliegue (estratos más jóvenes) está erosionado. Por otro lado, en la Figura 23, se observa un leve plegamiento en los estratos ubicados en la ladera sur junto a la Quebrada Los Socavones, lo que podría estar evidenciando un posible sinclinal. A pesar de observar de forma clara estos pliegues, no se evidenciaron las fallas geológicas responsables de tal plegamiento.

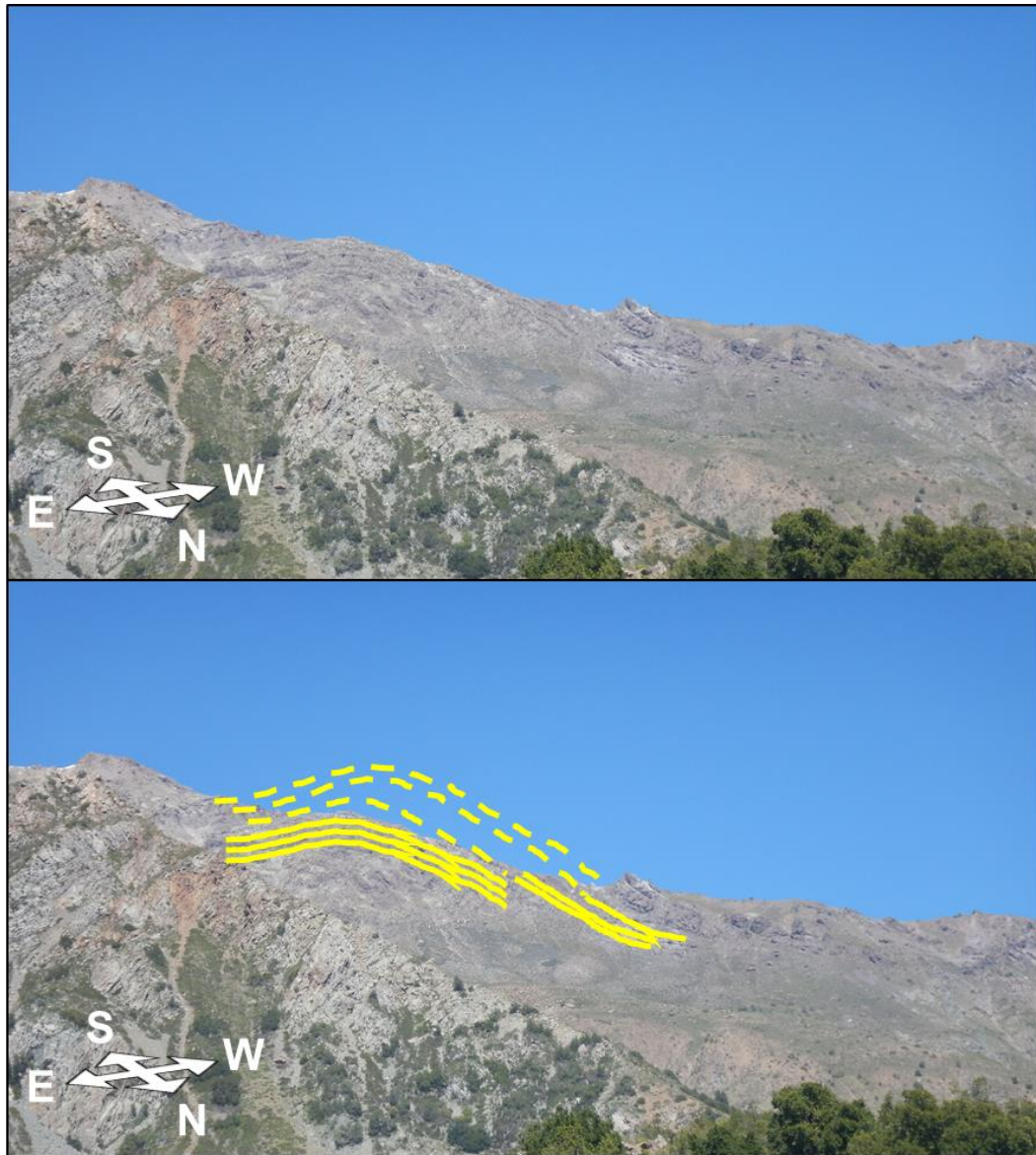


Figura 22: Pliegue anticlinal en ladera sur del valle, frente al depósito Pangal I.

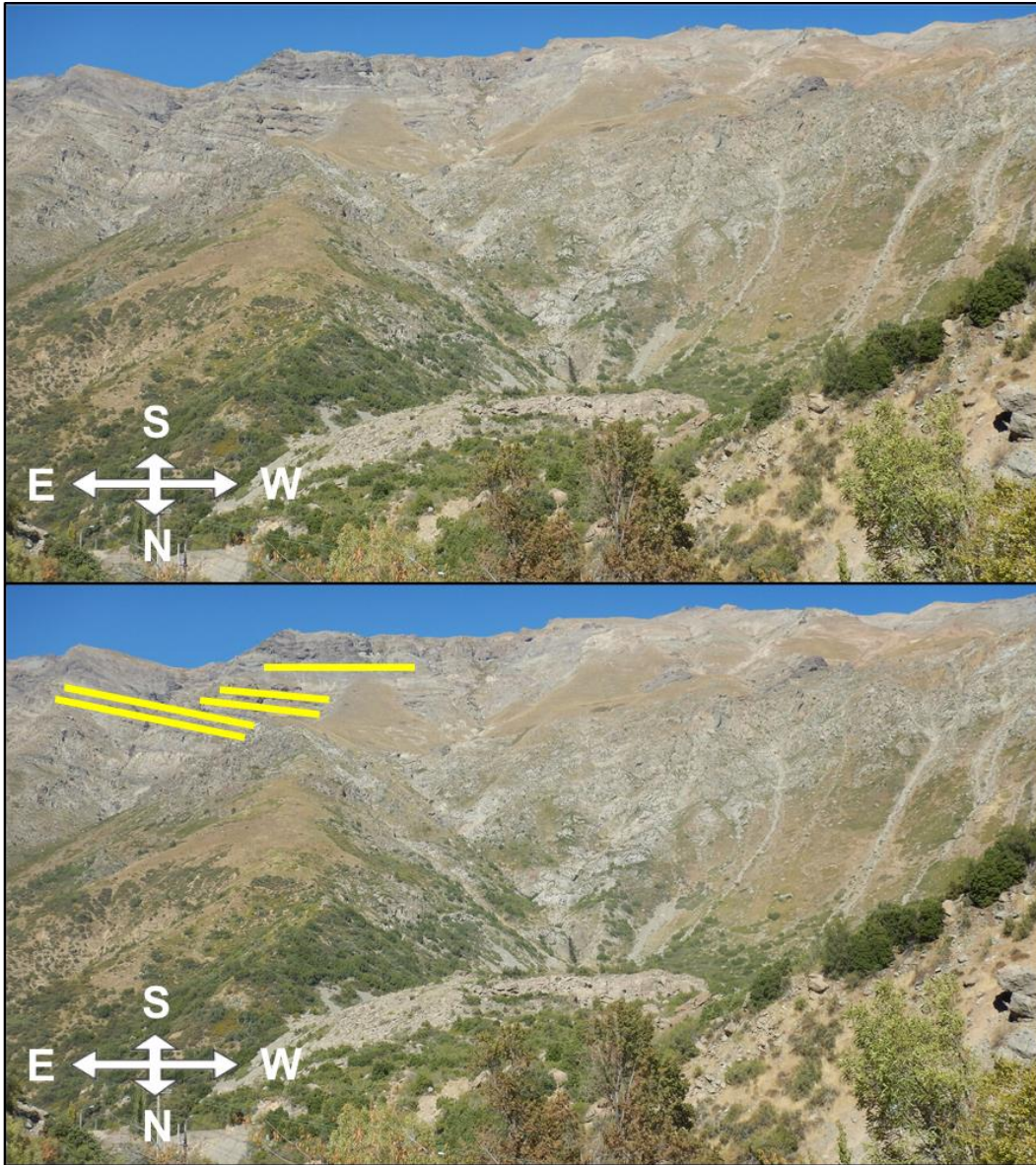


Figura 23: Posible pliegue ubicado en la ladera sur del valle, junto a la Quebrada Los Socavones.

4.1.4 Geomorfología local

Las unidades geomorfológicas encontradas en el valle, además de las remociones en masa definidas como avalanchas de roca, corresponden a abanicos aluviales, terrazas fluviales, depósitos aluviales antiguos y recientes con distintas morfologías, depósitos fluviales recientes y deslizamientos de roca (Figura 31).

Los abanicos aluviales se observan, por lo general, en las zonas del valle que presentan mayor amplitud, es decir, donde hay llanuras aluviales y aguas arriba de la confluencia de los ríos Blanco y Paredones (Figura 24). Por otro lado, aguas abajo del complejo de avalanchas de roca, no se observan abanicos aluviales significativos o de gran tamaño. Esto ocurre ya que en dichas zonas el valle es más estrecho y no se genera el espacio necesario para formar este tipo de morfologías y, si es que se llega a formar, el río termina modificando su forma.



Figura 24: A la izquierda se observa un abanico aluvial en un polígono naranja. A la derecha se observa un depósito aluvial en un polígono amarillo. Ambos poseen depósitos de caídas de roca y están separados por un flujo de detritos de menor tamaño.

Es posible observar terrazas fluviales a lo largo de todo el valle. En zonas como la confluencia de los ríos Blanco y Paredones (Figura 25) y en las cercanías de la central hidroeléctrica Pangal se identifican claramente los distintos niveles de terrazas, mientras que alrededor del complejo de avalanchas de roca y en la zona este del valle aparecen cubiertos por remociones en masa o por depósitos aluviales posteriores.

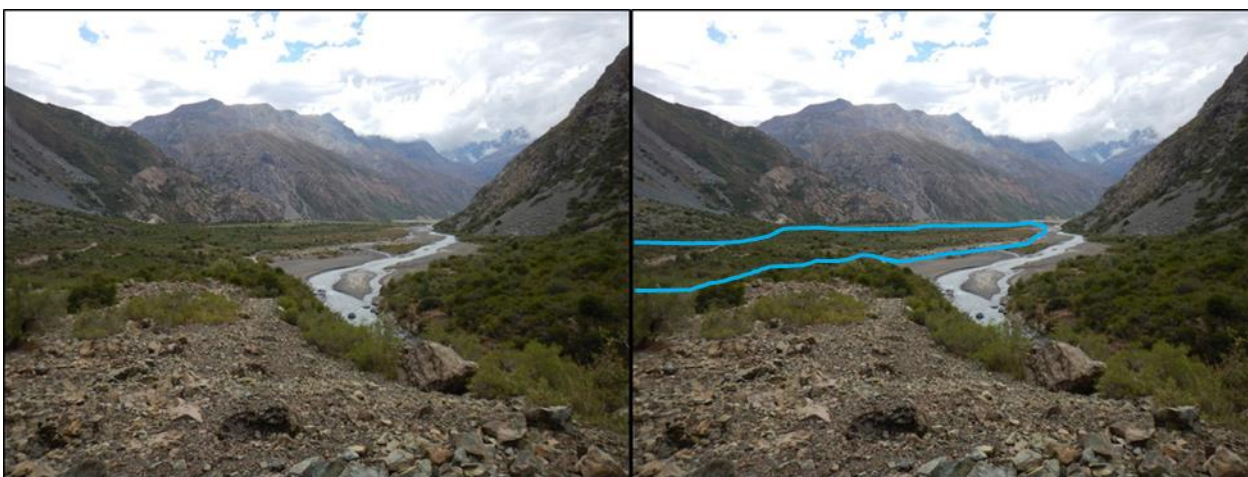


Figura 25: Vista NE del valle. A la izquierda del río se observa una terraza fluvial en un polígono celeste. El río sigue hacia el este por el tramo del valle con morfología en U.

La diferencia entre depósitos aluviales antiguos y recientes se centra en la presencia de vegetación observada. Ambos tipos presentan, a su vez, depósitos coluviales sobre estos como conos de deyección (Figura 26) y depósitos de menor espesor de material transportado por gravedad, principalmente.



Figura 26: Conos de deyección en polígonos morados a los pies de la ladera norte del valle, junto a Pangal V.

Los deslizamientos de roca observados se presentan en las laderas del valle, en zonas de baja pendiente. Debido a su menor tamaño y movilidad, no lograron llegar al cauce del río, a diferencia de las avalanchas de roca identificadas.

Además de clasificar las distintas morfologías presentes en el valle, se identifican las laderas correspondientes a roca volcánica de la Formación Farellones, las laderas de roca intrusiva y las laderas que presentan alteración hidrotermal.

Otra característica importante que señalar es el cambio en la forma del valle: hacia el oeste de Pangal V el valle se presenta en forma de V, característico de un valle fluvial, mientras que al este de Pangal V el valle se presenta en forma de U, característico de un valle glacial (Figura 27).



Figura 27: Valle en forma de U, correspondiente a un valle glacial.

Además de las unidades geomorfológicas observadas, se encuentra evidencia de represamiento natural en una terraza fluvial frente a Pangal III (Figura 28). Esta evidencia consiste en una columna de aproximadamente 1 - 1.2 metros de depósitos finos, específicamente arcilla (Figura 29). Estos depósitos están limitados superior e inferiormente por depósitos fluviales antiguos (Figura 30).

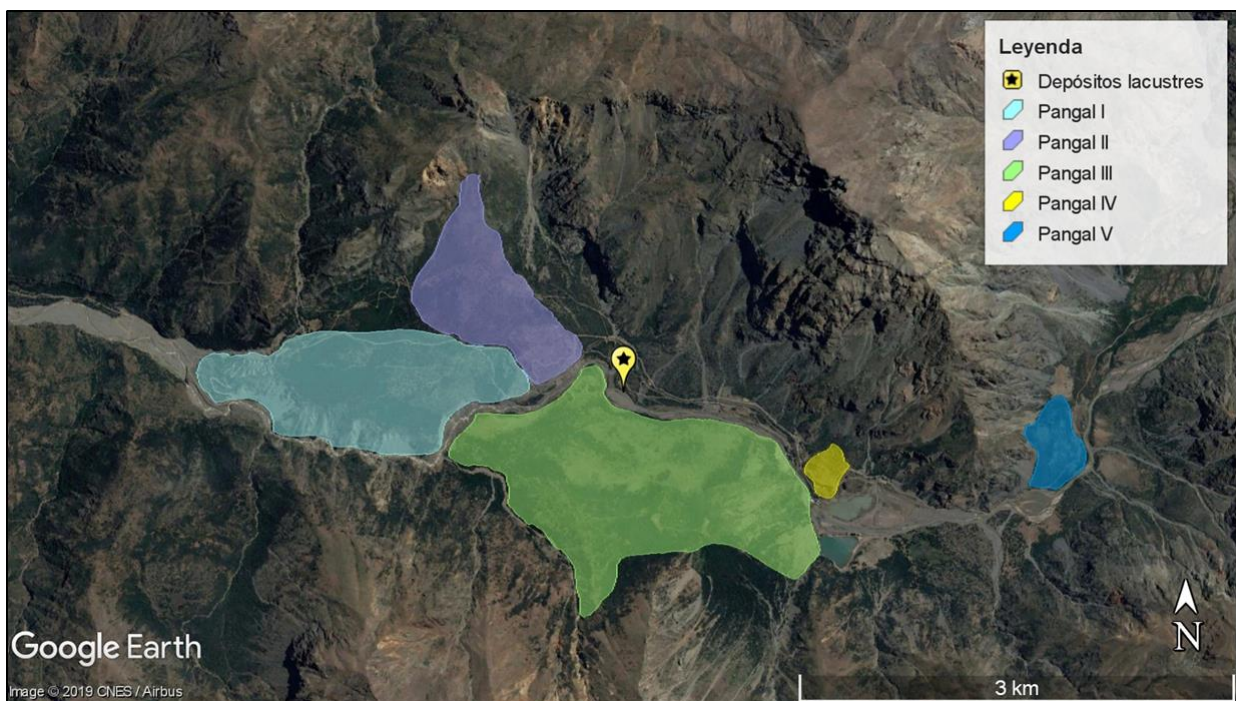


Figura 28: Imagen satelital obtenida de Google Earth. Muestra la ubicación de depósitos lacustres en una terraza fluvial frente a Pangal III.

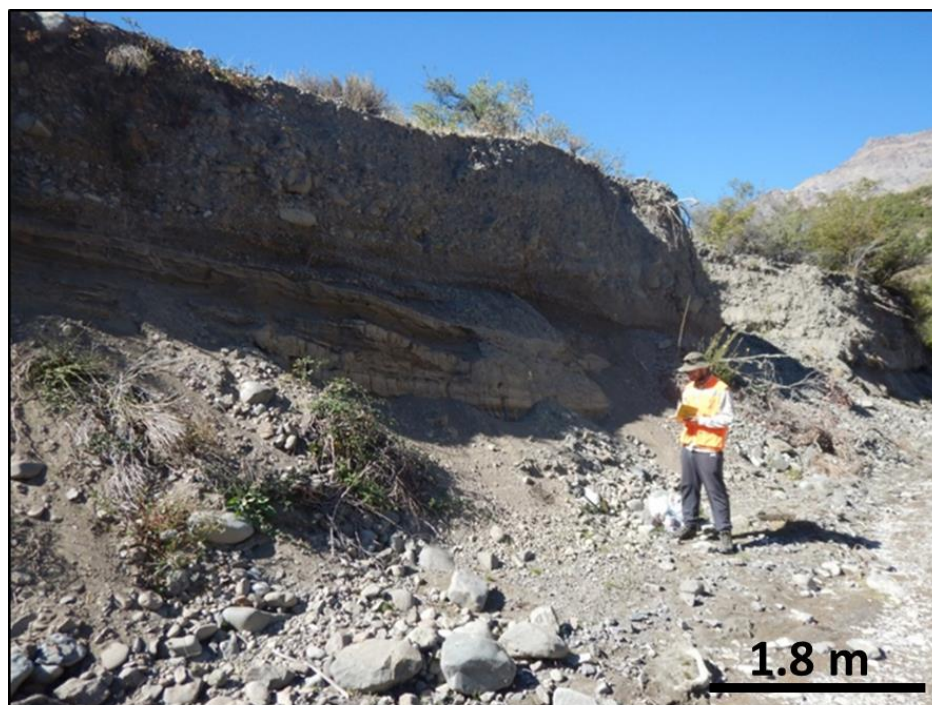


Figura 29: Depósitos lacustres en la zona inferior de la terraza fluvial, la zona superior corresponde a depósitos más gruesos.



Figura 30: Límite inferior entre depósitos finos de arcilla y depósitos arenosos.

Geomorfología del valle del río Pangal

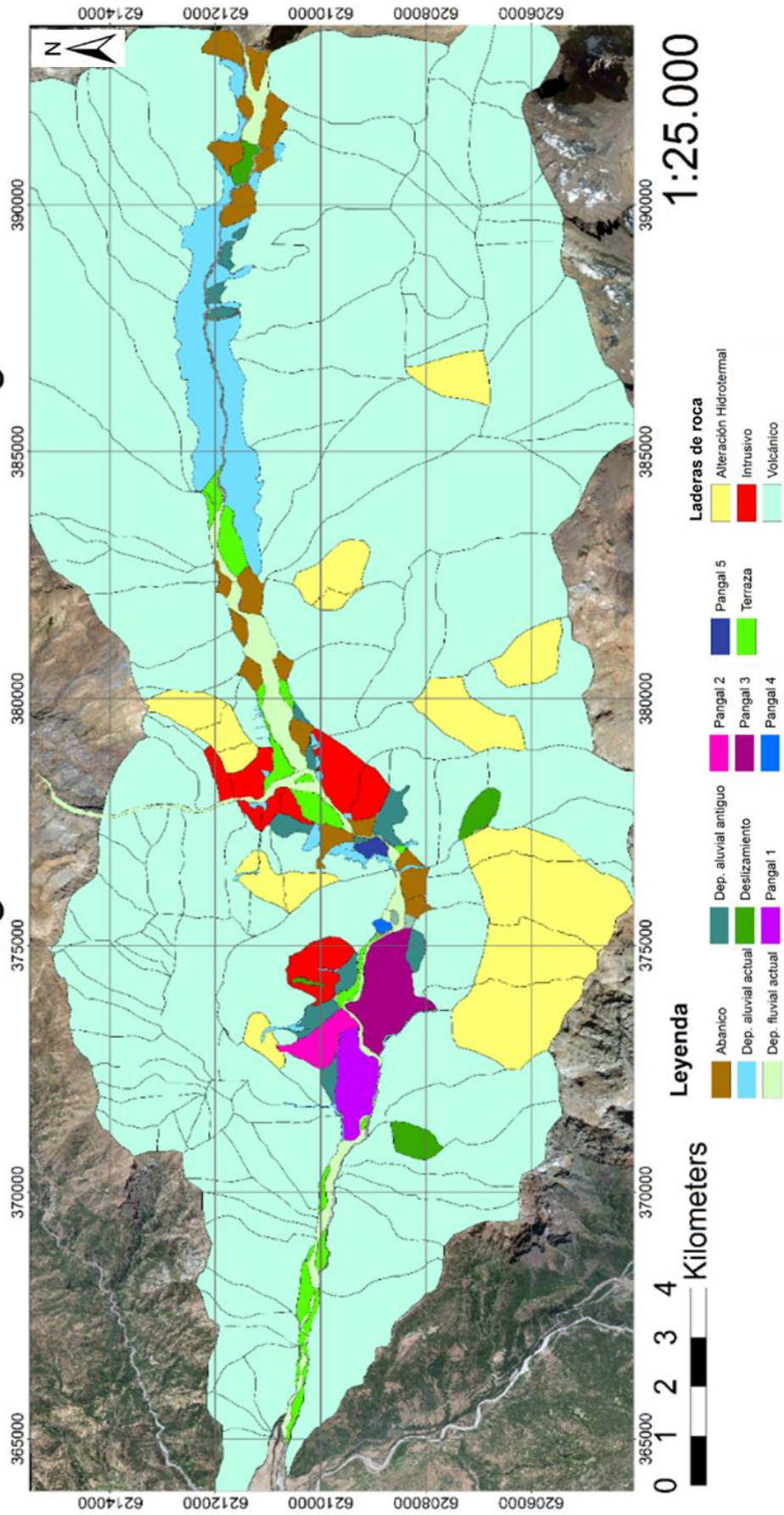


Figura 31: Geomorfología del valle del río Pangal a escala 1:25.000.. Se muestran las distintas geomorfologías observadas en el valle, al igual que las laderas de roca volcánica (verde claro), roca intrusiva (rojo) y laderas con presencia de alteración hidrotermal (amarillo).

4.1.5 Avalanchas de roca

Las avalanchas de roca existentes en el valle consisten en 5 depósitos: Pangal I, II, III, IV y V. Pangal I al IV se encuentran cercanos entre sí, mientras que Pangal V se encuentra pasado la Quebrada Los Socavones río arriba (Figura 3).

Pangal I corresponde al depósito de mayor tamaño, alcanzando alturas de 150 metros por sobre el nivel de río (Figura 32) y un largo menor a 2 km. Está constituido por rocas volcánicas de la Formación Farellones, con bloques que llegan a tener 3 m de diámetro en una matriz más fina que constituye el 10%. Se identifican remociones en masa de menor tamaño en las laderas de este depósito, correspondiente a deslizamientos de suelo y caídas de roca (Figura 33). También se observan caídas de coluvio de forma más superficial. Se desconoce de dónde proviene esta avalancha debido a que no se observa una cicatriz definida asociada al depósito (Sepúlveda & Moreiras, 2017), aunque se cree que podría ser de la ladera norte.



Figura 32: Espesor de Pangal I. Altura de 150 metros por sobre el nivel del río, obtenido por fotogrametría a partir de vuelos UAV. Posee depósitos coluviales en sus laderas. Vista al E.



Figura 33: Al lado derecho del río se observa Pangal I, mientras que al lado izquierdo Pangal III. Se evidencian flujos y deslizamientos de las laderas de Pangal I. Vista al O.

Pangal II corresponde al depósito que se encuentra sobre Pangal I. Este es de menor tamaño y posee una forma lobulada definida (Figura 35). A diferencia de Pangal I, se puede observar la zona de arranque de esta avalancha de rocas de forma clara en la ladera norte del valle (Figura 34), con presencia de alteración hidrotermal. Está constituido, al igual que Pangal I, por rocas volcánicas de la Formación Farellones (Sepúlveda & Moreiras, 2017) y tiene zonas donde se encuentran rocas con alto grado de lajamiento (Figura 36).

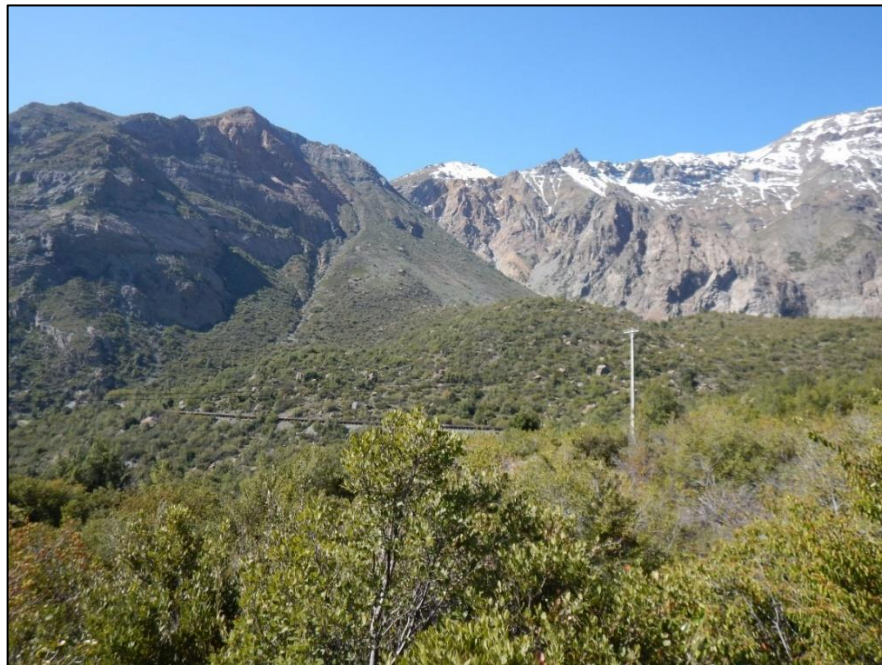


Figura 34: Depósito Pangal II desde su zona de arranque en la ladera N del valle. Posee forma lobulada. Vista el N.



Figura 35: Depósito Pangal II sobre Pangal I. Se observa la zona de arranque de Pangal II. Vista al NO.



Figura 36: Zona con alto grado de lajamiento sobre Pangal II.

Pangal III corresponde al segundo depósito de mayor tamaño del valle. Esta se genera de la ladera sur y se reconoce claramente su cicatriz. Posee una forma alargada a lo largo del valle, alcanzando un runout de 2 km y una altura de 100 metros por sobre el nivel del río (Figura 38). Al igual que los depósitos descritos anteriormente, está constituido por rocas volcánicas de la Formación Farellones, con la diferencia que presenta enclaves de material oxidado y alterado (Figura 37). Se presume que esta avalancha de rocas sería la responsable de generar el represamiento natural evidenciado

por los depósitos lacustres, debido a la amplia llanura aluvial aguas arriba que se observa frente a la Quebrada Los Socavones (Sepúlveda & Moreiras, 2017).



Figura 37: Depósito Pangal 3 con bloques alterados. Arcillas de alteración y oxidación. Vista al E.



Figura 38: Espesor del depósito Pangal III. Alcanza un máximo de 100 metros por sobre el nivel el río. Vista al S.

Pangal IV corresponde al depósito más pequeño del complejo, junto a la llanura aluvial aguas arriba (Figura 39). Al igual que los depósitos anteriores, está compuesto por rocas volcánicas de la Formación Farellones, con bloques que alcanzan los 2 m de

diámetro. Este evento se generó de la ladera norte del valle (Sepúlveda & Moreiras, 2017).



Figura 39: Depósito Pangal IV. Posee mayor cantidad de bloques que alcanzan 2 m de diámetro. Vista al E.

Pangal V corresponde al depósito más alejado del valle, aguas arriba de la Quebrada Los Socavones (Figura 40). Es levemente más grande que Pangal IV y consiste en un depósito de brecha volcánica perteneciente a la Formación Farellones. No se identifica claramente su zona de arranque, aunque se cree que podría venir de la ladera norte.



Figura 40: Depósito Pangal V. Consiste principalmente en brecha volcánica. Vista al SO.

4.2 Estimación de volúmenes

Para el caso de Pangal V se dividió en 3 secciones y se hicieron 3 cortes transversales que muestran los distintos espesores del depósito en cada sección, obteniendo un resultado más representativo. Para los depósitos Pangal III y IV se hicieron 4 y 1 perfil, respectivamente. Para el caso de Pangal I y II hubo un grado mayor de dificultad debido a que Pangal II se encuentra sobre Pangal I, haciendo más compleja la estimación del volumen de cada uno. En las zonas en que no están superpuestos se estimó el volumen como se mencionó anteriormente, realizando 2 perfiles de Pangal I y 1 perfil de Pangal II. Para las zonas superpuestas se realizaron 2 perfiles en total, los que contienen tanto volumen de Pangal I como de Pangal II en razones desconocidas. En la Figura 41 se muestran la cantidad de secciones que posee cada depósito.

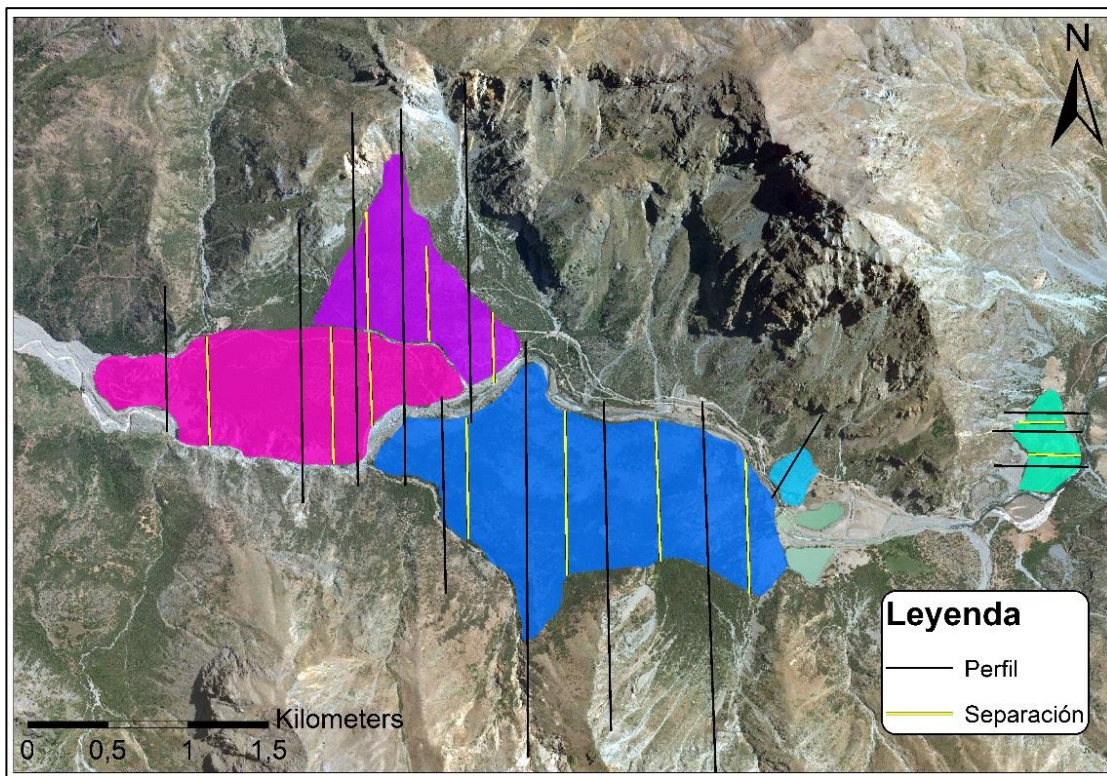


Figura 41: División en tramos de cada depósito. Cada sección transversal (líneas negras) se asocia a un tramo, separados por las líneas separadoras (líneas amarillas). La longitud de cada tramo es perpendicular al perfil y a las separaciones.

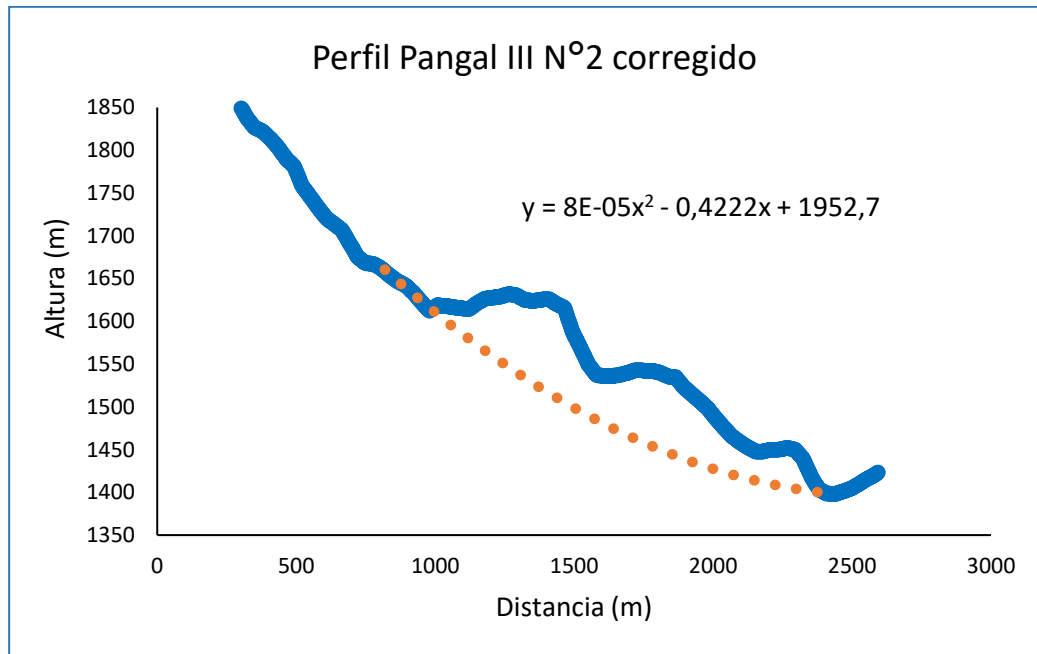


Figura 42: Perfil Pangal III N°2, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

Estos perfiles muestran de forma precisa la topografía de cada evento analizado, los cambios de pendiente asociados y las líneas de tendencia simulando la topografía original antes del evento (Figura 42). Las líneas de tendencia construidas para simular la topografía original son diferentes para cada perfil, independientemente que pertenezcan a un mismo depósito (Anexo A). Esto ocurre debido a que la pendiente de la ladera cambia localmente, sumado a lo poco uniforme del depósito.

La distancia de cada tramo (Tabla 2) multiplicado por el área transversal del perfil en dicho tramo (Tabla 3) dio como resultado el volumen del tramo (Tabla 4). Luego, la suma de los volúmenes estimados de cada tramo dio como resultado el volumen estimado total del depósito (Tabla 5).

Tabla 2: Distancia de cada tramo por depósito en metros. La distancia de cada tramo consiste en la distancia entre cada línea separadora.

Tramo	Distancia por tramo (m)				
	Pangal I	Pangal II	Pangal III	Pangal IV	Pangal V
1	708	240	584	259	201
2	771	385	617		203
3	240	569	564		222
4	385		798		

Tabla 3: Área transversal de cada perfil por depósito en metros cuadrados. El área transversal consiste en la diferencia de las áreas bajo la curva entre el perfil y la corrección topográfica.

Tramo	Área transversal de cada perfil (m ²)				
	Pangal I	Pangal II	Pangal III	Pangal IV	Pangal V
1	23.664	29.229	14.427	5.966	3.003
2	117.266	53.055	86.897		8.966
3	75.788	29.027	53.539		7.903
4	61.324		59.854		

Tabla 4: Volumen de cada tramo por depósito. El volumen de cada tramo se obtiene multiplicada el área transversal del tramo con su longitud asociada.

Tramo	Volumen por tramo (m ³)				
	Pangal I	Pangal II	Pangal III	Pangal IV	Pangal V
1	16.748.312	7.004.965	8.419.752	1.544.455	602.790
2	90.441.619	20.418.362	53.581.282		1.818.376
3	18.163.295	16.512.507	30.173.425		1.757.959
4	23.600.629		47.756.717		

Tabla 5: Estimación de volumen total de cada depósito. Este volumen se obtiene sumando todos los volúmenes obtenidos por tramo.

Volumen total	
Depósito	m ³
Pangal I	148.933.495
Pangal II	43.935.834
Pangal III	139.931.176
Pangal IV	1.544.455
Pangal V	4.179.125

4.3 Fuentes potenciales de grandes remociones en masa

Las fuentes potenciales de avalanchas de roca fueron definidas en base a la presencia de alteración hidrotermal en las laderas del valle, ya que los eventos utilizados como referencia (Pangal II y III) presentan zonas de alteración hidrotermal claras en sus zonas de arranque (Figura 43, 44 y 45). Teniendo en cuenta que gran parte de las laderas (cotas medias y altas) son inaccesibles, se utilizaron métodos de sensores remotos para la identificación de zonas similares en el valle.



Figura 43: Zona de arranque de Pangal II. Se observa una zona de color más claro en la ladera, al lado izquierdo del depósito, correspondiente a alteración hidrotermal. Vista al N.



Figura 44: Zona de arranque de Pangal II. Se observa una zona de color más claro en la ladera, al lado derecho del depósito, correspondiente a alteración hidrotermal. Vista al N.

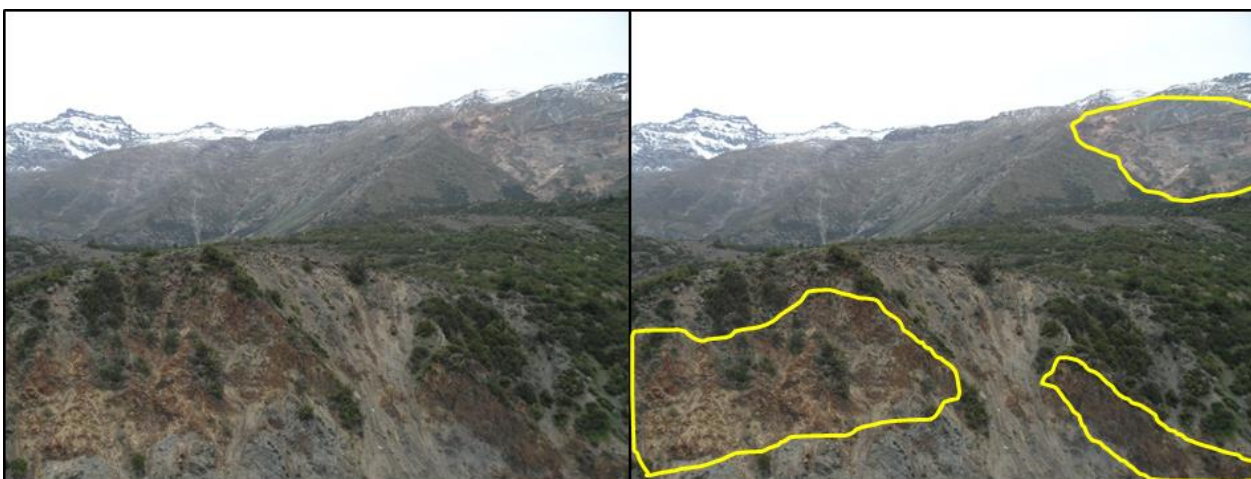


Figura 45: Bloques alterados en el depósito Pangal III y zona de arranque con presencia de arcillas de alteración.

Antes de explicar y mostrar los resultados obtenidos del procesamiento de imágenes satelitales, es necesario explicar brevemente el concepto de alteración hidrotermal y que rol tiene en la estabilidad de la roca.

El término alteración hace referencia al cambio producido en la roca por una acción física o química (Allaby, 2013). Por otro lado, el término hidrotermal o actividad hidrotermal hace referencia a cualquier proceso asociado a actividad ígnea que involucre la acción de aguas a gran temperatura. Esta agua puede venir directamente de una intrusión ígnea como un fluido residual formado durante las últimas etapas de cristalización del cuerpo intrusivo, o puede ser agua subterránea calentada durante la cristalización de la intrusión (Allaby, 2013). Estos fluidos hidrotermales pueden reaccionar con y alterar rocas que estén en su camino, o pueden depositar minerales en solución, lo que se entiende como alteración hidrotermal.

La alteración hidrotermal cumple un rol importante en la estabilidad de la roca. Las propiedades físicas y mecánicas de esta se ven afectadas por el tipo y el grado de alteración (Watters & Delahaut, 1995; Yildiz et al., 2009; Pola et al., 2012; Pola et al., 2014), siendo capaz de fortalecer o debilitar un macizo rocoso. La presencia de alteración argílica, por ejemplo, ha demostrado un aumento en la porosidad total y efectiva (Pola et al., 2014) y un debilitamiento de la roca producido por la formación de litologías ricas en arcillas (Watters & Delahaut, 1995).

Las arcillas de alteración, que se observan en el valle de estudio, se cree que juegan un papel fundamental en la estabilidad de laderas. Para cualquier sistema de clasificación ingenieril, la ausencia o presencia de arcillas afecta dramáticamente el comportamiento ingenieril del material. Por lo tanto, cuando se observa y se define la alteración presente en un macizo rocoso (argílica, por ejemplo), la cantidad y el grado de alteración argílica controlará el comportamiento ingenieril de la roca (Watters & Delahaut, 1995). Debido a esto es que se ha elegido distinguir entre las zonas con presencia considerable de arcillas de alteración y las zonas de rocas más inalteradas, pues los primeros serían más propensos a generar algún tipo de deslizamiento.

4.3.1 Combinación de bandas, índice de bandas e índices de interés

Una de las combinaciones de bandas utilizadas corresponde una imagen de Falso Color RGB: 468 (Figura 46) que muestra de manera general las zonas de alteración hidrotermal presentes (Boloki & Poormirzaee, 2010; Di Tommaso & Rubinstein, 2007). Estas bandas son altamente sensibles a las variaciones litológicas y de alteración y por ello se recomiendan para interpretación geológica (Boloki & Poormirzaee, 2010). Los tonos magenta representan halos de alteración hidrotermal (Boloki & Poormirzaee, 2010.; Di Tommaso & Rubinstein, 2007).

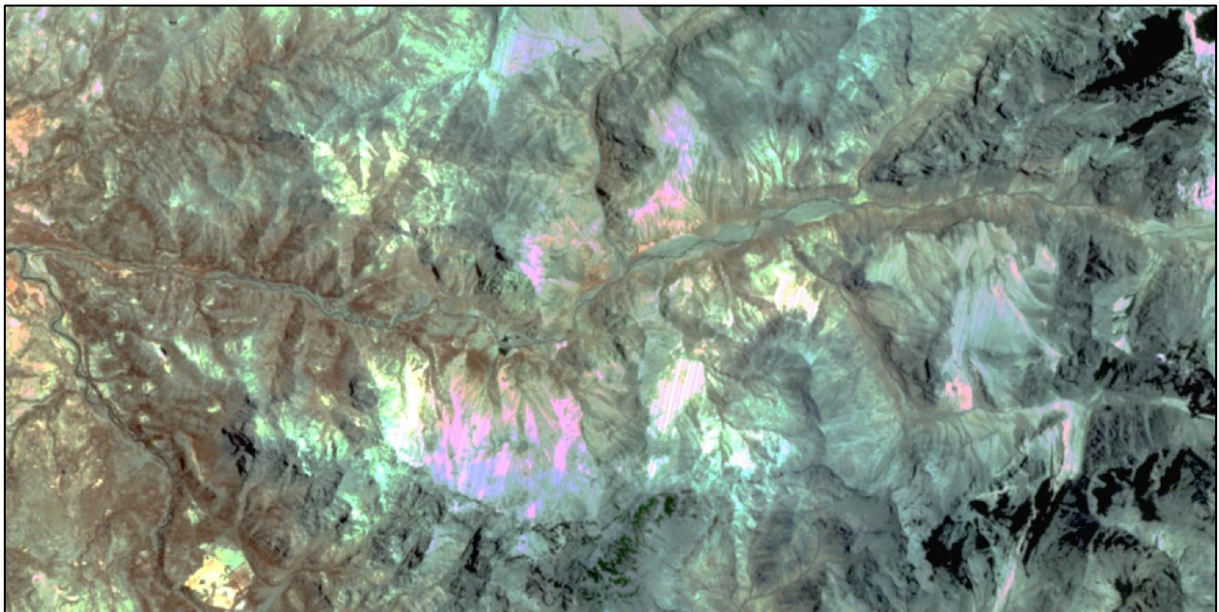


Figura 46: Combinación de bandas RGB: 468. Representa, de manera general, zonas de alteración hidrotermal con colores magenta.

Con respecto a los cocientes de bandas, se utilizó RGB: 4/5 4/6 4/7 (Figura 47) ya que es útil en la detección cualitativa de minerales de alteración (Di Tommaso & Rubinstein, 2007) y que muestra halos de alteración hidrotermal (Di Tommaso & Rubinstein, 2007; Rodríguez et al., 2013). Estos cocientes fueron seleccionados para realzar la absorción de los enlaces Al-OH que se manifiestan en las bandas 5 y 6, y para realzar la absorción de los enlaces Fe-OH que se manifiestan en la banda 7 (Di Tommaso & Rubinstein, 2005). Específicamente el cociente 4/5 permite distinguir minerales de alteración que poseen una absorción característica en la banda 5, como alunita, caolinita, pirofilita y dickita. El cociente 4/6 permite distinguir minerales de alteración que poseen una absorción característica en la banda 6, como illita, illita-esmectita y esmectita. Y, por otro lado, el cociente 4/7 permite distinguir minerales de alteración que poseen una absorción característica en la banda 7, como la jarosita (Rodríguez et al., 2013). El color blanco y amarillo en este caso representan alteración argílica intermedia y argílica avanzada (Rodríguez et al., 2013).

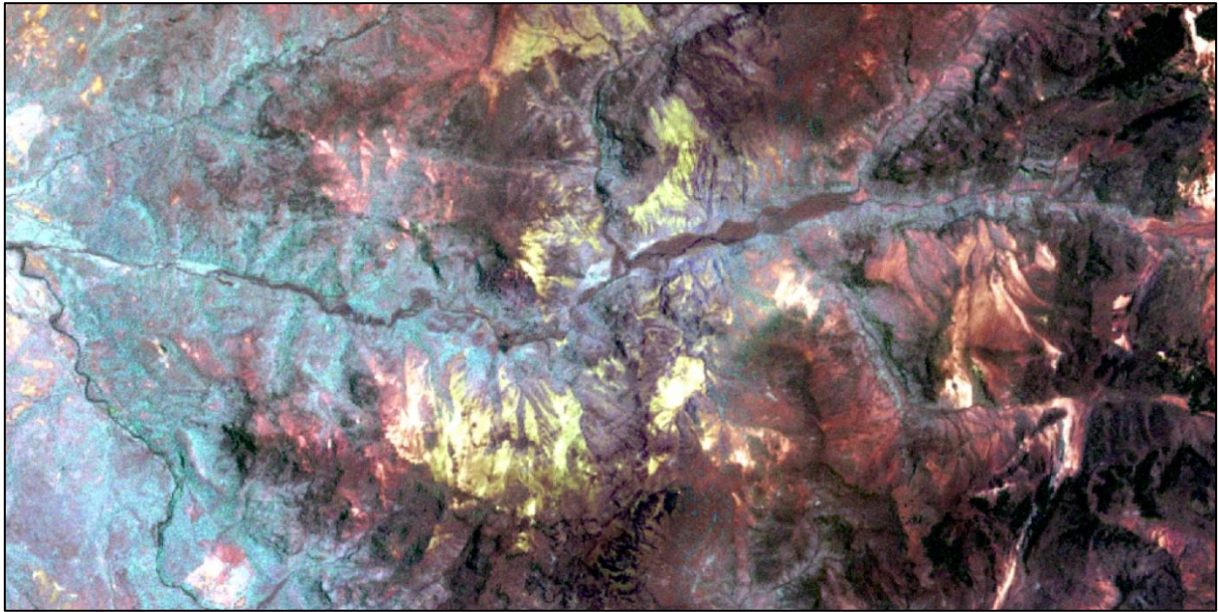


Figura 47: Cociente de bandas RGB: 4/5 4/6 4/7. Muestra presencia de arcillas de alteración en colores blancos y halos de alteración en colores amarillos.

También se utilizaron ciertos índices mineralógicos como OH1a $(7/6)^*(4/6)$ (Figura 49) y OH1b $(7/5)^*(4/5)$ (Figura 48) definidos por Ninomiya el 2004. Estos muestran áreas con minerales portadores de hidroxilos (OH⁻), característico de arcillas de alteración (Ninomiya, 2004; Origel-Gutiérrez y Sánchez, 2010; Rodríguez et al., 2013). El índice OH1a es útil para la identificación de minerales de alteración que presentan una fuerte absorción en la banda 6 (ilita, ilita-esmectita y esmectita), mientras que el índice OH1b es útil para la identificación de minerales de alteración que presentan una fuerte absorción en la banda 5 (alunita, caolinita, pirofilita y dickita). La presencia de colores blancos muestra absorciones características de las bandas 5 y 6 para OH1b y OH1a, respectivamente (Ninomiya, 2004; Rodríguez et al., 2013).

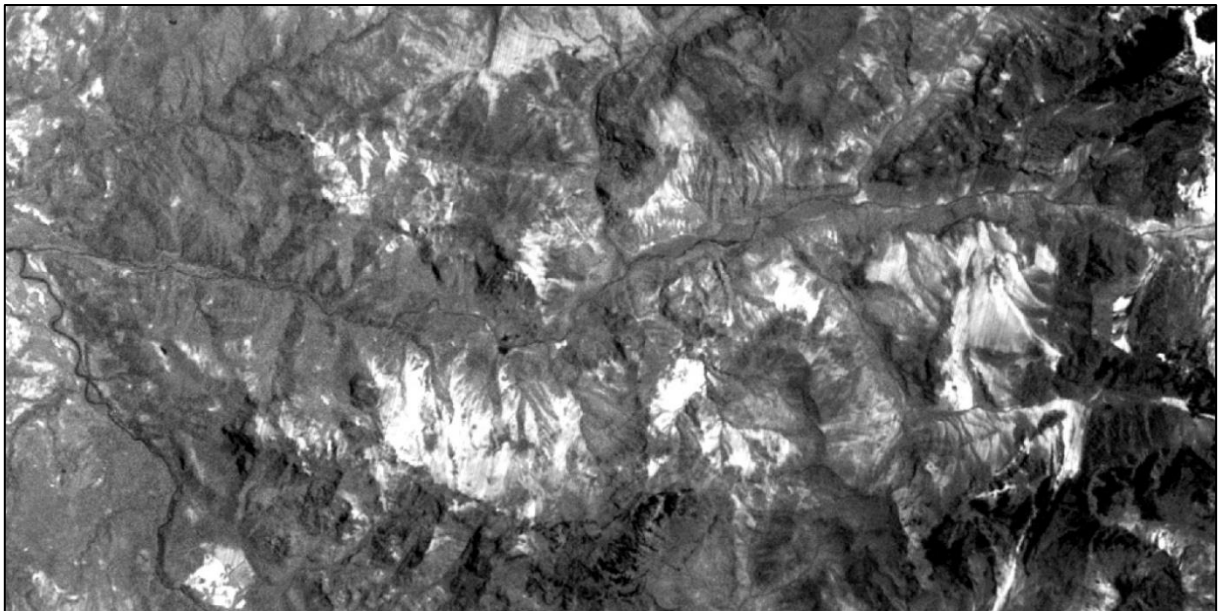


Figura 48: Índice mineralógico OH1b $(7/5)^*(4/5)$. Muestra en color blanco presencia de minerales portadores de hidroxilos, específicamente, alunita, caolinita, pirofilita y dickita.

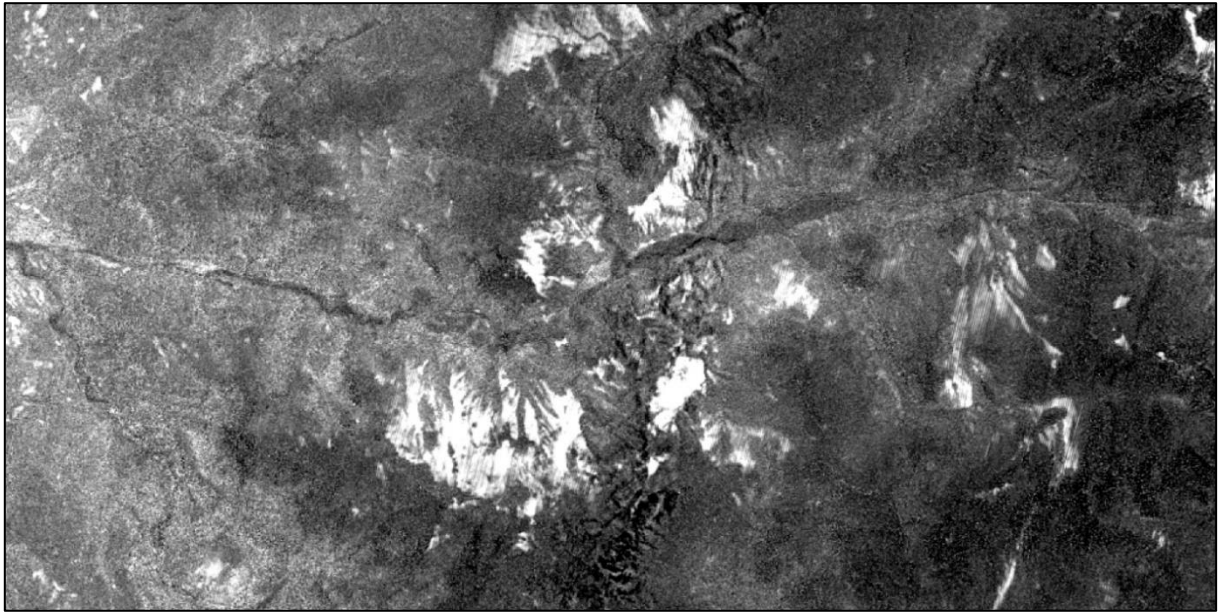


Figura 49: Índice mineralógico OH1a $(7/6) \cdot (4/6)$. Muestra en color blanco presencia de minerales portadores de hidroxilos, específicamente, illita, illita-esmectita y esmectita.

Luego, se definieron las zonas identificadas como fuentes potenciales a través de la superposición de estos mapas, es decir, se tomaron en cuenta las zonas con tonos magenta de la combinación de bandas RGB: 468, las zonas con tonos amarillos y blancos del cociente de bandas RGB: 4/5 4/6 4/7, y los colores blancos de los índices mineralógicos OH1a y OH1b. El resultado se observa en la figura 50.

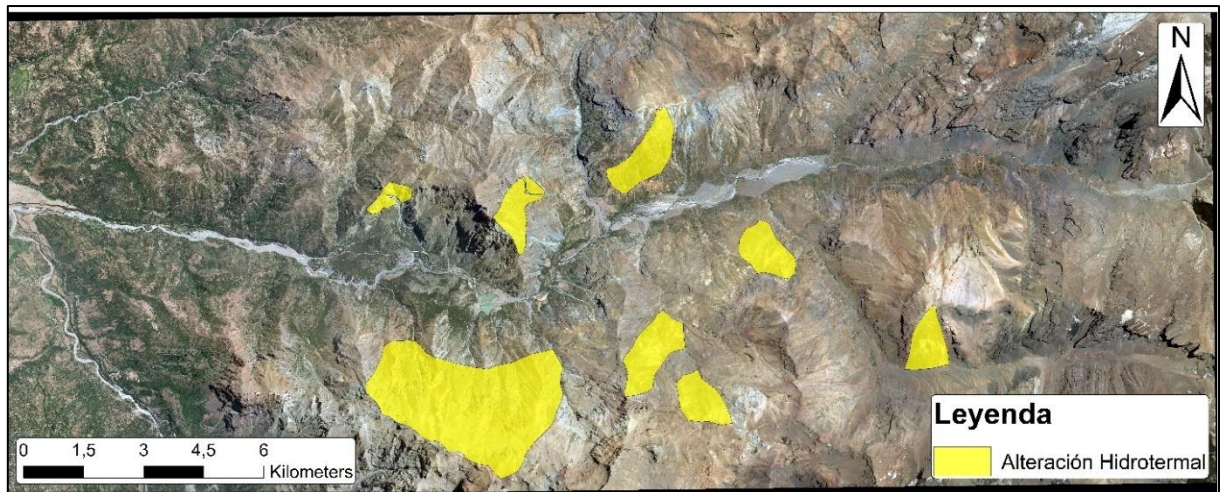


Figura 50: Zonas con presencia predominante de alteración hidrotermal identificadas como fuentes potenciales de avalanchas de rocas.

4.3.2 Spectral Feature Fitting

La Figura 57 muestra el resultado del método SFF. Este representa los valores altos de las razones de bandas (Scale/RMS) de cada mineral con un color específico. Los pixeles de colores representan una semejanza entre el espectro de referencia y el espectro de la imagen de dicho mineral, por sobre todas las otras opciones. Las bandas elegidas para realizar los procedimientos fueron las bandas 3N, 4, 5, 6, 7, 8 y 9 (0.8070

$\mu\text{m} - 2.4000 \mu\text{m}$) (Figura 7) ya que los miembros finales seleccionados presentan absorciones características dentro de este rango espectral (Tun et al., 2015).

Debido a que se identificaron zonas con presencia de alteración hidrotermal, específicamente de arcillas de alteración, de los métodos anteriores, se utilizaron los siguientes minerales con el fin de identificar qué arcilla de alteración predomina en cada zona y a qué tipo de alteración hidrotermal está asociada: alunita, dickita, illita, caolinita, montmorillonita, muscovita y pirofilita. Cada uno de estos (por sí solo o en conjunto) es característico de algún tipo de alteración (Abbaszadeh & Hezarkhani, 2011):

Fílica: contiene illita, muscovita y caolinita.

Argílica intermedia: contiene caolinita y montmorillonita,

Argílica avanzada: contiene pirofilita, dickita y alunita.

Propilítica: contiene montmorillonita e illita.

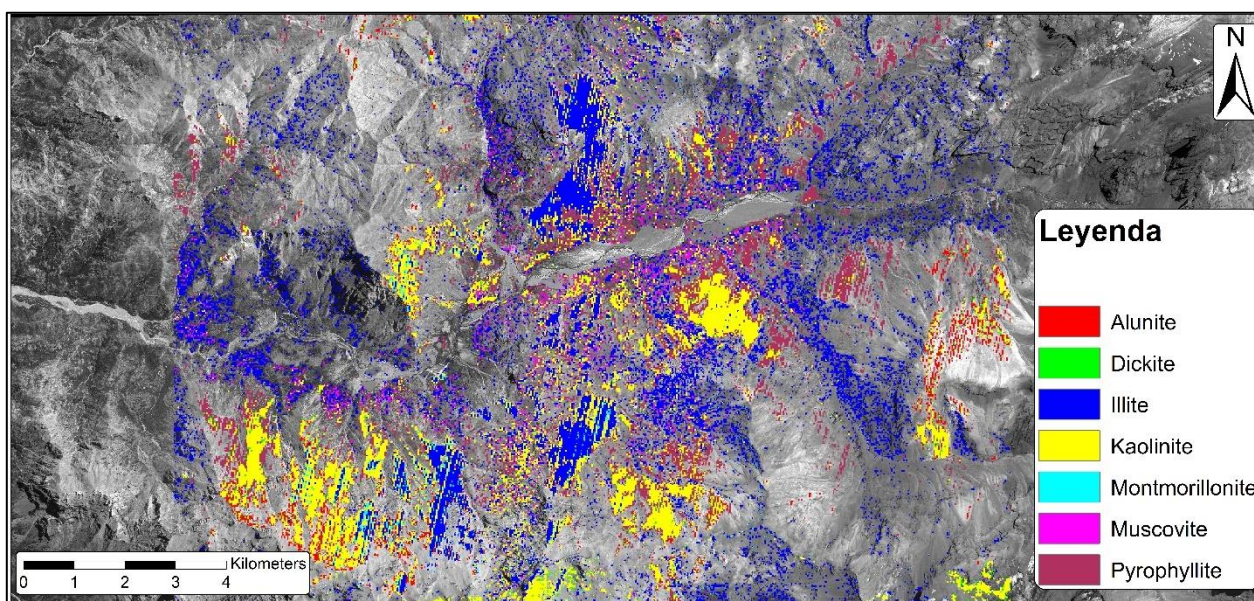


Figura 51: Resultado de método SFF. Los minerales observados corresponde a alunita (rojo), dickita (verde), illita (azul), caolinita (amarillo), montmorillonita (celeste), muscovita (fucsia) y pirofilita (burdeo).

En la Figura 51 es posible observar la presencia predominante de caolinita (color amarillo) e illita (color azul) y en menor medida pirofilita (color burdeo) y muscovita (color fucsia). La montmorillonita (color celeste) es escasa al igual que la alunita (color rojo), mientras que la dickita (color verde) no se observa.

Como es de esperar, todas las posibles fuentes potenciales presentan conjuntos de minerales, con lo cual es posible identificar el tipo de alteración hidrotermal. En la ladera sur del valle entre la zona de arranque de Pangal III y la Quebrada Los Socavones, es posible observar la presencia de caolinita, en mayor medida, con pirofilita y ciertos rastros de alunita, lo que parece indicar la presencia de alteración argílica intermedia a avanzada. Junto a esta zona, un poco más hacia el este en la misma ladera, se observa la presencia de illita, en mayor medida, con caolinita y montmorillonita, lo que indica una posible alteración fílica a argílica. Este conjunto también se observa en la ladera norte en la confluencia del río Blanco y Paredones, aunque destaca la presencia de illita en dicha zona lo que representa una posible alteración fílica. Hacia el este, en las fuentes

potenciales restantes, se reconoce la presencia de caolinita, principalmente, con menor pirofilita. Esto parece estar indicando la presencia de alteración argílica intermedia a avanzada para dichas zonas.

4.4 Mapa cualitativo de peligro y represamiento

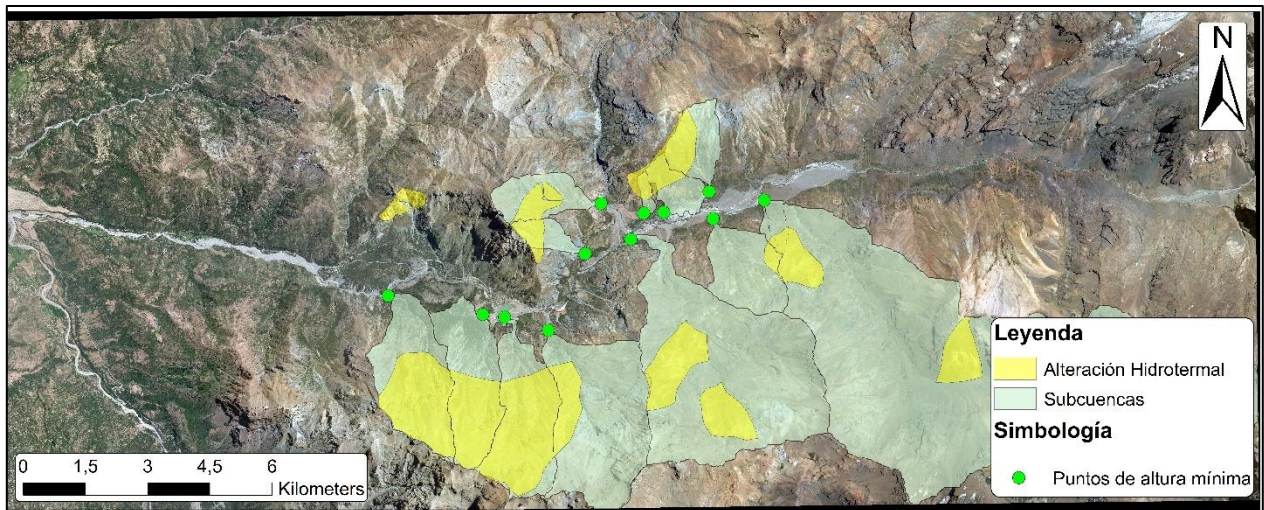


Figura 52: Mapa de subcuencas hidrográficas. Las zonas en amarillo corresponden a las zonas con alteración hidrotermal obtenidas en el procesamiento de imágenes en ENVI. Los polígonos verdes claro transparente corresponden a las subcuencas y los puntos verdes cada punto de altura mínima asociado.

Las subcuencas hidrográficas muestran puntos de altura mínima que se distribuyen alrededor de la zona central del área de estudio (Figura 52). Esto se debe a que las fuentes potenciales de avalanchas de roca, caracterizadas por tener alteración hidrotermal, se concentran en laderas centrales del valle.

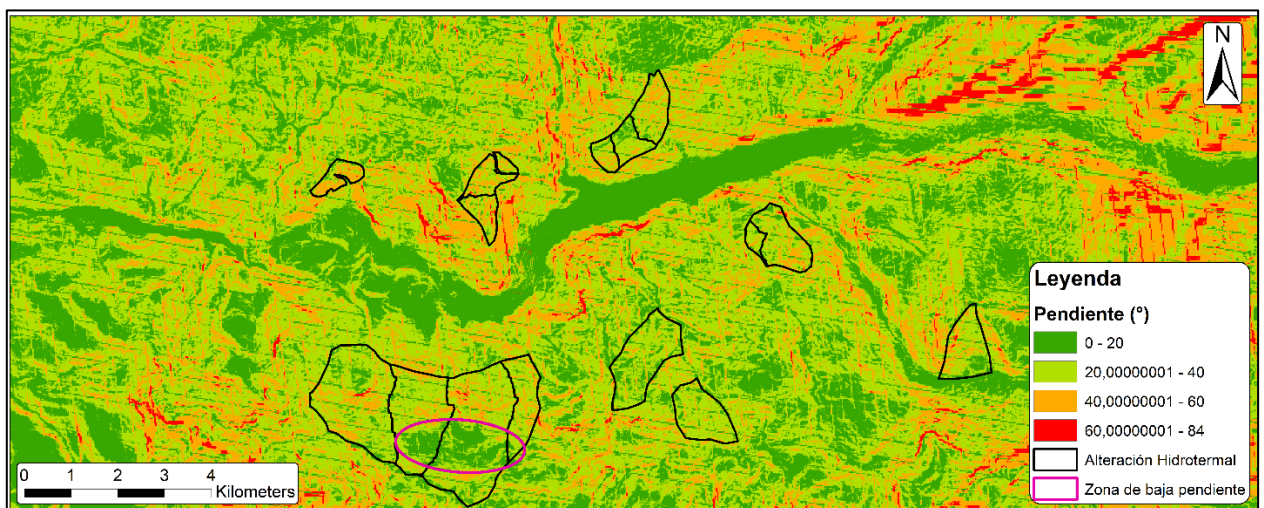


Figura 53: Mapa de pendientes. Los polígonos con borde negro corresponden a las zonas de alteración. El polígono de borde rosado corresponde a las zonas de baja pendiente.

El mapa de pendientes construido muestra el área total del valle separado en 4 clasificaciones según los grados de inclinación (Figura 53). Esto dio como resultado que la mayoría de las fuentes identificadas cumplieran con la condición planteada anteriormente

(incluyendo la zona de arranque de Pangal III con una pendiente promedio de $\sim 30^\circ$), a excepción de 2 zonas (con una pendiente aproximada de $\sim 17^\circ$) ubicadas en la ladera sur cerca de la fuente de Pangal III. Para el resto de los posibles eventos se consideró que, en caso de ocurrir, todos llegarían al río.

La geometría identificada del escarpe de Pangal III fue definida como un cono truncado de base elipsoidal, con una base superior de mayor radio que la base inferior (Figura 55). Cabe destacar que esta geometría se obtuvo por observación de la zona de arranque de Pangal III, por lo que no representa una forma general de zonas de arranque que pueda ser utilizada fuera del área de estudio. En la Figura 54 se puede observar esta geometría en planta en la zona de arranque de Pangal III.



Figura 54: Representación de la geometría estimada en la zona de arranque de Pangal III, correspondiente a un cono truncado invertido de base elipsoidal.

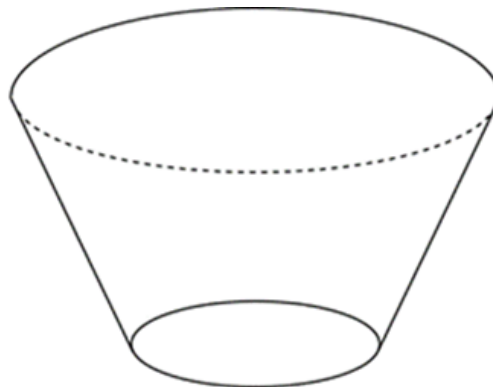


Figura 55: Geometría de un cono truncado invertido de base elipsoidal.

Esta geometría particular se consideró similar (aunque de distintas dimensiones) para los posibles casos para poder realizar una estimación del volumen de lo que podría caer en cada zona.

La fórmula para calcular el volumen de un cono truncado de base elipsoidal es

$$Vp = \frac{1}{3}h(A_1 + A_2 + \sqrt{A_1 * A_2})$$

donde A_1 y A_2 corresponden a las áreas de las bases elipsoidales y h a la profundidad o altura. El valor de h utilizado fue de 100 metros para todas las zonas, correspondiente a la profundidad de la fuente existente, mientras que los valores de A_1 y A_2 dependían en cada caso.

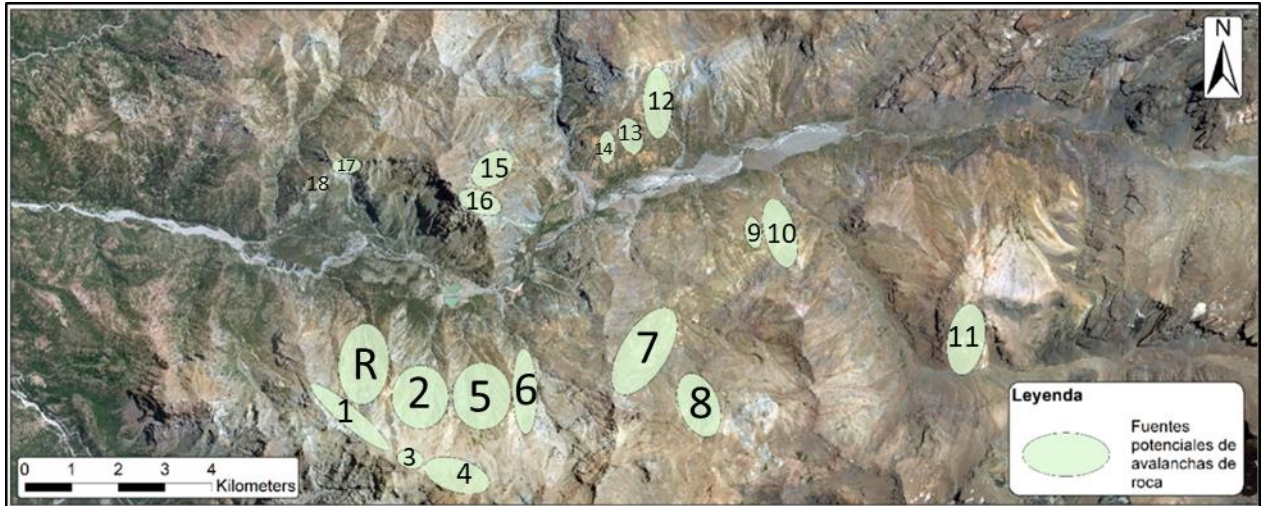


Figura 56: Representación de las fuentes potenciales. Se muestra cada zona con una de las bases elipsoidales estimada. En total son 18 zonas. R corresponde a la zona de arranque de Pangal III, utilizada como referencia.

Las zonas de alteración hidrotermal consideradas fuentes potenciales fueron definidas como AH (AH1, AH2, ..., AH18). Esta enumeración se definió en sentido antihorario, partiendo por la ladera sur en la zona más alta hacia el oeste, donde se observa un área de alteración hidrotermal alargada (Figura 56). Luego, para cada AH, se obtuvo valores estimados del volumen de la fuente, volumen del depósito, longitud y espesores (Tabla 6). En el caso de estos últimos se utilizó a Pangal III como depósito de referencia para estimar los valores de longitud y espesor de cada caso través de una relación lineal. Este posee una longitud de 2 km y un espesor máximo de 100 metros, aproximadamente. Estas dimensiones van ligadas a un volumen del orden de 110 millones de metros cúbicos, obtenido del paso anterior.

Tabla 6: Estimaciones de: profundidad de la zona de arranque (h), base elipsoidal menor (A1), base elipsoidal mayor (A2), volumen de la fuente, volumen del depósito, longitud y espesor para cada zona AH.

Zonas de Alteración Hidrotermal	h (m)	A1 (m)	A2(m)	Volumen fuente (m ³)	Volumen depósito (m ³)	Longitud (m)	Espesor (m)
AH1	100	147.168	735.839	40.402.822	53.870.430	977	49
AH2	100	260.476	1.302.381	71.509.984	95.346.646	1.730	86
AH3	100	38.164	190.820	10.477.371	13.969.828	253	13
AH4	100	284.290	1.421.451	78.047.758	104.063.678	1.888	94
AH5	100	160.994	804.969	44.198.546	58.931.394	1.069	53
AH6	100	153.055	765.277	42.019.134	56.025.512	1.017	51
AH7	100	333.878	1.669.390	91.661.375	122.215.166	2.217	111
AH8	100	191.193	955.965	52.489.301	69.985.735	1.270	63
AH9	100	39.137	195.685	10.744.500	14.326.000	260	13
AH10	100	160.923	804.613	44.178.977	58.905.303	1.069	53
AH11	100	195.309	976.546	53.619.345	71.492.460	1.297	65
AH12	100	150.928	754.638	41.434.972	55.246.629	1.002	50
AH13	100	62.798	313.989	17.240.215	22.986.954	417	21
AH14	100	40.220	201.101	11.041.871	14.722.495	267	13
AH15	100	106.330	531.651	29.191.436	38.921.915	706	35
AH16	100	76.982	384.911	21.134.371	28.179.161	511	26
AH17	100	34.019	170.094	9.339.396	12.452.528	226	11
AH18	100	11.326	56.628	3.109.260	4.145.679	75	4

Finalmente, para poder construir una representación del peligro de avalanchas de rocas en el valle, es necesario definir el grado de peligro en cada caso. Antes de explicar cómo se realizó y que criterio se utilizó para la clasificación de peligro, es necesario definir este último concepto.

En el amplio sentido no-técnico de la palabra, los peligros se definen como los procesos y situaciones que tienen el potencial de causar daño, pérdida u otros efectos adversos a aquellos atributos valorados por la humanidad. Si bien es posible apreciar la posibilidad de que ocurra algo adverso, existe cierta incertidumbre acerca de cuándo el peligro podría ocurrir y, por lo tanto, la amenaza se expresa, generalmente, como una probabilidad de ocurrencia de la magnitud de un evento dado en un período de tiempo específico. Técnicamente, nos referimos a esta condición adversa como el peligro. Por lo tanto, en el uso común, el término peligro tiene dos significados diferentes: primero, el proceso físico o actividad que es potencialmente perjudicial y segundo, el estado o condición amenazante, indicando la probabilidad de ocurrencia (Crozier & Glade, 2004).

El término peligro con el segundo significado (que hace referencia a la condición amenazante y probabilidad de ocurrencia) suele tener la misma definición que el término peligrosidad, el que hace referencia a la probabilidad de ocurrencia, en un período de tiempo determinado y en un área específica, de un fenómeno potencialmente destructivo (Font et al., 1996; González de Vallejo et al., 2002). Sería simple considerarlos como sinónimos, sin embargo, existen autores que no están de acuerdo con las concepciones que se tienen del peligro antes mencionadas. Algunas de estas definiciones se muestran a continuación:

“Los peligros naturales representan la potencial interacción entre humanos y eventos naturales extremos. Representan el potencial o probabilidad de ocurrencia de un evento, y no el evento mismo” (Montz et al., 2017)

“El peligro es una interacción entre humanos y un evento natural extremo con respecto a las percepciones culturales y sistemas de valores” (Gravley, 2001)

Esto hace más complejo la utilización de este término ya que, como es posible ver, tiene muchas acepciones distintas. Generalmente, cuando se habla de peligro o peligrosidad en geología, se hace referencia a la condición amenazante y probabilidad de ocurrencia, por lo que esta definición se utilizará en este caso.

Otro término importante que definir es la susceptibilidad. Esta puede definirse como la posibilidad de que una zona quede afectada por un determinado proceso, expresada en diversos grados cualitativos y relativos. Esta depende de los factores que controlan o condicionan la ocurrencia de los procesos, que pueden ser intrínsecos a los propios materiales geológicos externos (González de Vallejo et al., 2002).

A diferencia del peligro, la susceptibilidad no involucra la predicción espacial y temporal de los posibles eventos, sino que se preocupa del análisis de factores condicionantes (elementos que configuran una condición potencialmente inestable), mientras que el peligro se preocupa del análisis de factores desencadenantes (estímulo externo que causa una respuesta casi inmediata).

Dentro de este caso de estudio, se han tomado en cuenta tanto los factores condicionantes como la predicción espacial y de magnitud de los posibles eventos, pero no se ha realizado una evaluación de la probabilidad de ocurrencia. La evaluación de peligro realizada, a diferencia de lo descrito usualmente en la literatura, se ha clasificado

en base a la magnitud y a las zonas afectadas por posibles eventos debido a que no hay información o estudios suficientes en la zona para realizar una evaluación de la probabilidad de ocurrencia de los procesos. Para ello se necesitaría evidencia de un factor gatillante responsable de generar las remociones en masa presentes, información histórica del proceso responsable de generar este estímulo e información sobre las edades de los eventos presentes. A pesar de esto, el mapa y la evaluación presentados en este estudio sí se considera de peligro ya que va más allá que una evaluación de susceptibilidad y entrega predicciones espaciales, magnitudes de los posibles eventos y consecuencias asociadas (como los posibles represamientos naturales en el valle).

En este sentido, el peligro hace referencia a un estado o condición amenazante definido por la posibilidad de que una zona quede afectada por un determinado proceso, indicando predicciones espaciales de posibles eventos y consecuencias asociadas, expresado en diversos grados cualitativos y relativos.

Ya definido el concepto de peligro, es posible definir una clasificación de peligro adecuada para este caso. Esta clasificación consiste en una diferenciación de tres grados: peligro alto, peligro medio y peligro bajo, y se hizo en base al área afectada por posibles avalanchas de rocas y la capacidad de generar represamiento natural de cada evento.

Para el caso del área afectada por avalanchas de rocas se superpusieron las áreas estimadas de cada posible evento (las áreas afectadas se obtuvieron a partir de las longitudes estimadas anteriormente). Esto dio como resultados la cantidad de veces que una zona podría ser afectada por algún evento. En base a esto, se definieron tres categorías: se consideró como categoría 1 las zonas afectadas por más de 2 eventos, categoría 2 para las zonas afectadas por dos eventos y categoría 3 para las zonas afectadas por 1 evento (Tabla 7). Es importante mencionar que se asume igual probabilidad de ocurrencia para los distintos eventos.

Tabla 7: Categorías en base a las zonas afectadas por avalanchas de rocas.

Categorías	Zonas afectadas
1	Por más de 2 eventos
2	Por 2 eventos
3	Por 1 evento

Para el caso del potencial de represamiento se utilizó un índice llamado *Morphological Obstruction Index* (MOI) (Stefanelli et al., 2016). Este permite realizar una estimación morfológica de la capacidad de una remoción en masa para bloquear un río y toma en cuenta dos factores importantes: el volumen de los potenciales eventos y el ancho del valle en el punto de llegada de un evento. Es lógico pensar que, considerando un valle de un ancho constante, una remoción en masa de mayor volumen relativo tendrá una capacidad mayor de generar represamiento, por ello se considera el volumen como un factor relevante. Por otro lado, es necesario tomar en cuenta la configuración morfológica del valle, ya que un evento de menor volumen relativo podría ser capaz de generar represamiento en un valle angosto mientras que en un amplio podría no tener esa capacidad. Tomando en cuenta estas consideraciones, el MOI se define como:

$$MOI = \log(V_l/W_v)$$

donde V_l representa el volumen de la avalancha de rocas (m^3) y W_v representa el ancho del valle a represar (m).

Para el caso del MOI, las categorías se basan en los 3 distintos dominios (Tabla 8) en los cuales se divide el MOI (Stefanelli et al., 2016):

1. Dominio de No-Formación: $MOI < 3.00$. Toda avalancha de rocas que caiga en este dominio no tiene la capacidad de generar represamiento.
2. Dominio de Evolución Incierta: $3.00 < MOI < 4.60$. Toda avalancha de rocas que caiga en este dominio tiene la capacidad de generar represamiento, aunque el comportamiento de la represa es incierto (incluso si se logra formar la represa, es posible que se vuelva inestable rápidamente y colapse)
3. Dominio de Formación: $4.60 < MOI$. Toda avalancha de rocas que caiga en este dominio tiene la capacidad de generar represamiento, probablemente, estable (aun así, existe una menor probabilidad que la represa se vuelva inestable y colapse)

Tabla 8: Categorías en base al potencial de represamiento natural.

Categorías	MOI
1	$4.60 \leq$
2	$3.00 \leq y < 4.60$
3	< 3.00

En la Tabla 9 es posible observar el valor del índice MOI para cada uno de los casos estudiados:

Tabla 9: Volumen de la avalancha de rocas (V_l), ancho del valle asociado (W_v) e índice MOI.

Casos	V_l (m^3)	W_v (m)	MOI
AH1	53.870.430	25	6,33
AH2	95.346.646	760	5,10
AH3	13.969.828	760	4,26
AH4	104.063.678	760	5,14
AH5	58.931.394	760	4,89
AH6	56.025.512	550	5,01
AH7	122.215.166	800	5,18
AH8	69.985.735	800	4,94
AH9	14.326.000	950	4,18
AH10	58.905.303	850	4,84
AH11	71.492.460	850	4,92
AH12	55.246.629	950	4,76
AH13	22.986.954	800	4,46
AH14	14.722.495	800	4,26
AH15	38.921.915	160	5,39
AH16	28.179.161	850	4,52
AH17	12.452.528	-	-
AH18	4.145.679	-	-

Es posible observar que los dos últimos casos no tienen un índice MOI asociado. Esto se debe a que, probablemente, no alcancen la distancia suficiente para llegar al río, tomando en consideración la topografía y la pendiente que tienen a su paso, por lo que no tendrían la capacidad de generar represamiento.

Finalmente, se pondera cada uno de los factores (zona afectada y potencial de represamiento) para clasificar el peligro. En la Tabla 10 se muestran las ponderaciones.

Tabla 10: Ponderación de índice MOI y zonas afectadas para definir el grado de peligro.

MOI	Zonas afectadas	Grado de peligro
Categoría 1	Categoría 1	Alto
Categoría 1	Categoría 2	Medio
Categoría 1	Categoría 3	Medio
Categoría 2	Categoría 1	Alto
Categoría 2	Categoría 2	Medio
Categoría 2	Categoría 3	Bajo
Categoría 3	Categoría 1	Medio
Categoría 3	Categoría 2	Medio
Categoría 3	Categoría 3	Bajo

El factor de zonas afectadas prevalece por sobre el potencial de represamiento ya que hace referencia a las áreas con peligro directo de avalanchas de rocas, mientras que el represamiento vendría siendo una consecuencia de estos eventos y un posible peligro indirecto para la población e infraestructura aguas abajo. Por ejemplo, en casos donde se presenta una categoría 1 del MOI (sí tiene potencial de represamiento) y una categoría 2 del factor de zonas afectadas (2 eventos), se considera un grado de peligro medio. Si ocurre el caso inverso (categoría 2 del MOI y 1 de zonas afectadas), se considera un grado de peligro alto. En palabras simples, el peligro alto representa una zona que podría ser afectada por más de 2 avalanchas de rocas y que, al menos uno de estos eventos, podría tener el volumen suficiente para generar un represamiento natural en ese sector del valle.

En las zonas donde se encuentran los depósitos del complejo Pangal, el factor de zonas afectadas se ve modificado. En estos casos, la presencia del depósito cuenta como 1 evento aparte de los posibles eventos, aumentando el grado de peligro en dichas zonas.

En la Figura 57 se puede observar el mapa de peligro preliminar de avalanchas de rocas construido.



Mapa de peligro preliminar de avalanchas de roca 1:25.000

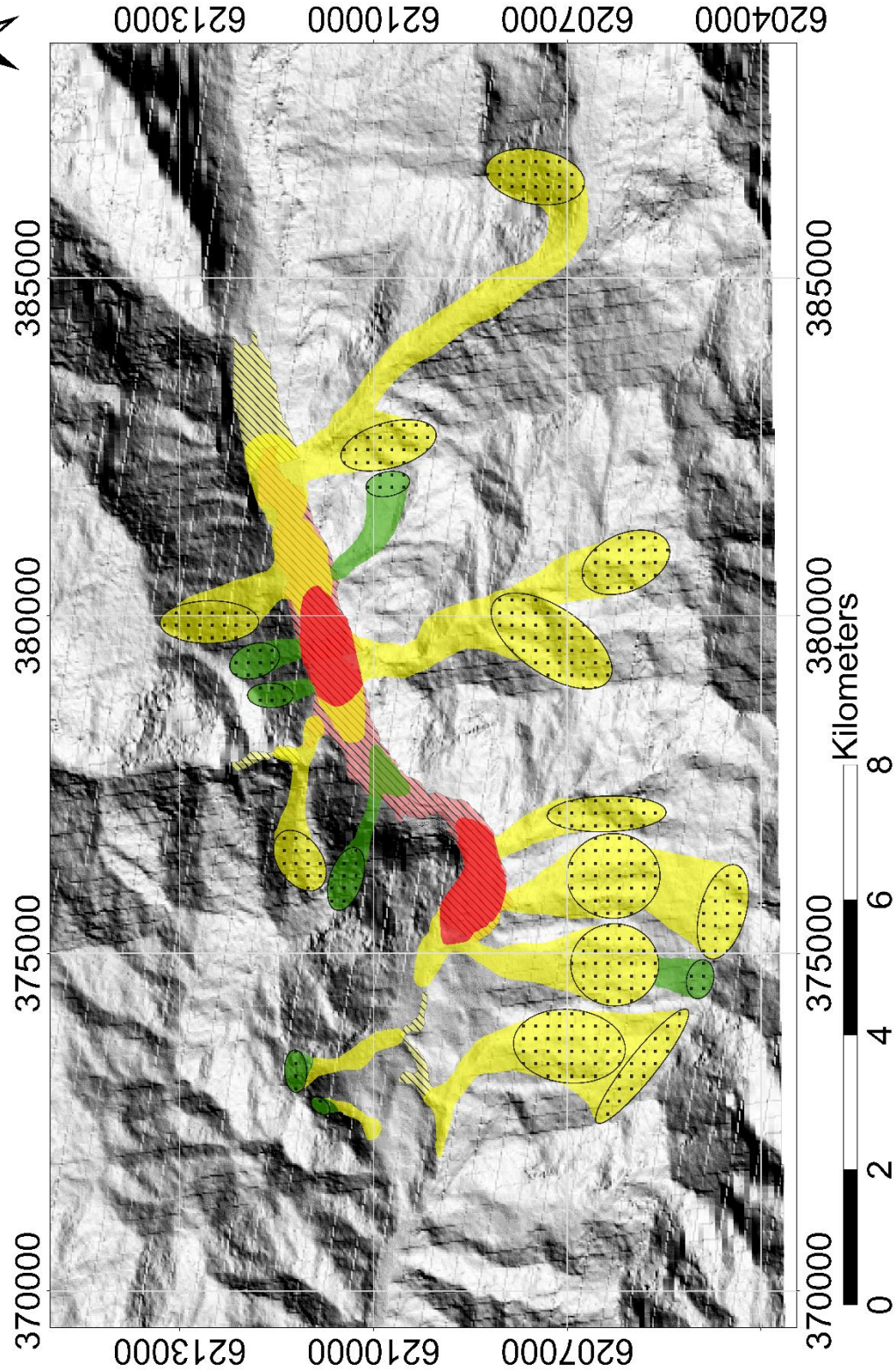










Figura 57: Mapa de peligro preliminar de avalanchas de rocas a escala 1:25.000. Representa las zonas de arranque de cada posible evento, los caminos recorridos por estos, los lugares de deposición y las zonas de resquebrajamiento asociadas.

Leyenda

-  Peligro de avalanchas de roca alto
-  Peligro de avalanchas de roca medio
-  Peligro de avalanchas de roca bajo
-  Zona de acumulación de agua potencial asociada a represamiento por avalanchas de roca con peligro alto
-  Zona de acumulación de agua potencial asociada a represamiento por avalanchas de roca con peligro medio
-  Zonas de arranque de avalanchas de roca con peligro alto
-  Zonas de arranque de avalanchas de roca con peligro bajo
-  Zonas de arranque de avalanchas de roca con peligro medio

Para obtener la cota aproximada de represamiento que se podría generar en cada caso, fue necesario construir un mapa con curvas de nivel con separación de 50 metros por curva para usarla como base en la estimación. En base a esta topografía, se estimaron las cotas, áreas de represamiento y posterior volumen (Tabla 10).

Tabla 11: Volúmenes de represamiento para cada zona AH, con sus cotas inferiores y superiores.

	Cota de represamiento inf (m)	Cota de represamiento sup (m)	Volumen de represamiento (m ³)
AH1	1.340	1.400	2.809.605
AH2	1.425	1.510	127.967.598
AH4	1.435	1.530	160.721.246
AH6	1.450	1.500	45.259.577
AH7	1.500	1.575	116.180.489
AH11	1.550	1.595	30.785.005
AH12	1.515	1.550	18.807.539
AH15	1.520	1.565	7.016.034
AH16	1.470	1.490	7.179.803

La estimación de volúmenes de represamiento se realizó para la mitad de los casos totales. Esto se debe a que variadas zonas de alteración hidrotermal se encontraban dentro de una misma subcuenca hidrográfica, por lo que se priorizó a la de mayor tamaño por tener mayor peligro asociado.

5. Discusiones

5.1 Edad y factores desencadenantes

Es difícil establecer una edad relativa entre los distintos depósitos debido a que no se observan contactos netos entre ellos (Sepúlveda & Moreiras, 2017). Sin embargo, autores como Antinao y Gosse (2009) realizaron dataciones a variadas avalanchas de roca en los Andes Centrales para establecer una edad absoluta. Estas dataciones dieron como resultado edades de 7.7 ± 0.3 ka y 23.9 ± 1.0 ka en ^{36}Cl para el complejo Pangal. Ellos consideran que esta última edad queda desestimada por ser heredada de la roca, dando como resultado una edad Holocena para el complejo, mientras que Sepúlveda y Moreiras (2017) consideran que estas edades podrían estar asociadas a 2 eventos distintos del mismo complejo, por lo que resultaría una edad Pleistocena tardía-Holocena para el complejo. Como no se precisan con exactitud donde se obtuvieron las muestras para estas dataciones sobre el complejo Pangal, es difícil establecer cuál sería su edad absoluta.

Con respecto al factor gatillante o desencadenante, existen controversias. En los Andes Centrales Chilenos se ha propuesto un factor gatillante sísmico para la mayoría de los grandes deslizamientos, mientras que los Andes Centrales Argentinos se ha considerado el efecto del paleo-clima como factor principal. Sin embargo, la hipótesis que se propone en los Andes Centrales Argentinos ha ido perdiendo apoyo debido a la poca evidencia local de períodos glaciales e inter-glaciales (Moreiras & Sepúlveda, 2009). En la zona de estudio, sin embargo, no se han encontrado evidencias sobre el factor desencadenante del complejo Pangal, por lo que solo se puede especular sobre su origen.

Consideremos, en primera instancia, un factor paleoclimático. Si bien es probable que algunos grandes deslizamientos y la mayoría de los flujos de detritos se asocian a desencadenamientos inducidos por el clima (e.g. Moreiras et al., 2012; Sepúlveda et al., 2006; Sepúlveda et al., 2015; Trauth et al., 2000; Trauth et al., 2003) la distribución de deslizamientos de rocas de gran tamaño en la zona no sigue ningún patrón climático conocido actual ni pasado (Antinao & Gosse, 2009). No se ha observado una correlación entre la ocurrencia de grandes deslizamientos de roca y precipitaciones, por ende, el tipo de precipitación y la distribución a lo largo del año podrían no tener incidencia en la ocurrencia de estos deslizamientos. Por otro lado, los deslizamientos de rocas de gran tamaño en los Andes Centrales ocurrieron predominantemente en zonas fuera de los límites de hielo del Último Máximo Glacial (LGM, por sus siglas en inglés), que corresponde al momento más reciente durante el Último Período Glacial cuando las capas de hielo estaban en su mayor extensión (Antinao & Gosse, 2009). Debido a esto, se podría decir que un factor paleoclimático para la ocurrencia del complejo Pangal es poco probable, aunque se necesitarían más evidencias locales para descartar esta opción.

En segunda instancia, si se considera un factor desencadenante sísmico, existen dos opciones: eventos sísmicos interplaca asociados a subducción o eventos sísmicos intraplaca superficiales. Los sismos de subducción son capaces de generar avalanchas de rocas si alcanzan una gran magnitud ($M_s > 6$: Keefer, 1984), aunque, históricamente, la ocurrencia de estos movimientos de masa por este factor no es muy común (Keefer, 1984, 1994, 2002; Rodríguez et al., 1999). Sumado a esto, la ausencia de características

de paleosismicidad de gran escala fuera de la Cordillera Principal, cerca de la zona sísmogénica de la placa y, específicamente de grandes deslizamientos de rocas, evidencian que terremotos de subducción podrían no haber generado la mayoría de los grandes deslizamientos de rocas en los Andes Centrales Chilenos (Antinago y Gosse, 2009). En cambio, los sismos superficiales intraplaca se han visto involucrados más comúnmente con la ocurrencia grandes deslizamientos (Esper Angillieri et al., 2014; Hermmans & Strecker, 1999; Penna et al., 2011; Sepúlveda et al., 2008; Sepúlveda et al., 2010). Pero, para considerar este factor como probable, habría que evidenciar actividad neotectónica en estructuras cercanas a la zona y, como se mencionó anteriormente, existen tres sistemas de fallas cercanos a la zona de estudio: Los Ángeles-Infiernillo, San Ramón-Pocuro y Las Leñas-Espinoza (Figura 4).

Con respecto a la actividad, se ha evidenciado la ocurrencia de sismos superficiales (<20 km) a lo largo de los Andes Centrales (Barrientos et al., 2004). Se evidencia actividad en la falla Pocuro, Las Melosas (incluyendo el terremoto de 1958 de $M=6.9$ que ocasionó el deslizamiento Las Cortaderas: Sepúlveda et al., 2008), en la zona del volcán San José, en la zona alta del río Maipo, en la zona alta del río Cachapoal, entre otras. Esta última es la de mayor relevancia ya que es la más cercana a la zona de estudio y es donde se presentó la mayor cantidad de actividad entre las zonas antes mencionadas. Aquí tuvo lugar un sismo de $M=5.9$ en septiembre de 1987 y la ruptura tuvo lugar en una falla principalmente de rumbo de orientación NE-SW, consistente con una compresión E-W (Barrientos et al., 2004). Por otro lado, existen agrupamientos de grandes deslizamientos de rocas cercanos a fallas del Cenozoico tardío en los Andes Centrales entre los 32 y 34.5°S (Antinago & Gosse, 2009). Con esta información queda en evidencia que las fallas en las zonas aledañas si han tenido actividad reciente y que se observan agrupamientos alrededor de estas fallas, por lo que sería posible un mecanismo de desencadenamiento sísmico para el complejo Pangal. Aun así, faltan evidencias locales para aseverar cuál sería su factor gatillante.

5.2 Fuentes potenciales y factores condicionantes

Existen variados factores condicionantes que pueden utilizarse para la identificación de fuentes potenciales en un análisis de peligro, como por ejemplo la topografía y geomorfología, la litología, las cualidades geotécnicas de la roca, la vegetación y la acción antrópica. El problema que se presenta, al tratarse de un análisis cualitativo, es la subjetividad en la atribución de cierto valor o cierta relevancia a cada factor que se analiza (Aleotti & Chowdhury, 1999). Por ende, la elección de los factores más relevantes y que se considerarán finalmente quedan a juicio del experto, en base a lo que puede observar.

Estudios realizados por Keefer (1984) en remociones en masa inducidas por sismos muestran que la mayoría de las pendientes en donde se generaron las avalanchas de roca estudiadas estaban intensamente fracturadas con sets de fracturas separados por centímetros. Estas pendientes muestran una inclinación mínima de 25° en las zonas de arranque y una altura mínima de 150 metros. Por otro lado, la mayoría los eventos observados (27 avalanchas de roca), además, presentaban alguna de estas características: planos de debilidad notorios, meteorización importante de la roca, débil cementación de la roca o evidencia de remociones en masa anteriores. Gran parte de estas características fueron observadas en zonas particulares del valle, las cuales también se observaron en las zonas de arranque de Pangal II y III. Frente a esto, las zonas con presencia de alteración hidrotermal se consideran como fuentes potenciales

ya que presentan pendientes con meteorización importante, intensamente fracturada y débil, e inclinación y altura mínima de 25° y 150 metros, respectivamente. En cambio, otros factores condicionantes como vegetación, clima, litología y acción antrópica se consideran de menor relevancia ya que presentan una distribución uniforme, en general.

En cuanto a la distribución, es posible observar que estas zonas se concentran en laderas particulares del valle. Estas laderas se encuentran en la zona central del valle y se explica esta distribución por la presencia de rocas intrusivas en las cercanías.

5.3 Estimación de volúmenes, longitudes y espesores

Para el caso de la estimación de los volúmenes de las avalanchas de rocas, existen metodologías que ocupan modelos de elevación antes y después del evento con el fin de comparar y obtener una diferencia de altura en ciertos puntos. La problemática de esto es que existen avalanchas de rocas que se generaron en tiempos antiguos, antes de la invención de la tecnología necesaria, por lo que la obtención de un modelo de elevación antes de esta gran remoción en masa es imposible. El método escogido, por otro lado, no necesita utilizar modelos de elevación que no se pueden obtener, solo necesita un modelo de elevación actual de la remoción en masa con la mejor resolución posible.

La problemática del método antes descrito recae en las características o variables que se asumen constantes o se pasan por alto para llegar al resultado. Por ejemplo, en la corrección topográfica que se realiza en cada perfil se asume una curvatura constante, sin cambios de pendiente abruptos, cuando se sabe que la topografía no se comporta de manera uniforme. Otro ejemplo es el material depositado bajo la avalancha de rocas. Este material (que podría ser deslizamientos, depósitos fluviales, aluviales, coluviales, etc) no se considera dentro de la estimación, por lo que se podría estar sobreestimando la magnitud del depósito. A pesar de estas variables que se pasan por alto, se considera una estimación suficientemente certera ya que se busca averiguar órdenes de magnitud más que un cálculo preciso, por lo que asumir ciertas variables como constantes es necesario para realizar y simplificar el procedimiento. También es posible, si fuera necesario, aumentar la precisión de la estimación aumentando la cantidad de perfiles analizados por cada depósito. Mientras más segmentos y perfiles asociados se hagan a un depósito, más certera será la estimación, aunque la cantidad de perfiles realizados actualmente es suficiente para una estimación confiable del orden de magnitud.

Es importante mencionar que, aparte de la estimación realizada a partir de los modelos de elevación, se realiza una segunda estimación a partir de la geometría de la zona de arranque observada, dando como resultado un orden de magnitud de 110 millones de metro cúbicos para el depósito Pangal III (incluyendo el aumento de volumen por desintegración y fragmentación de la roca: Hungr & Evans, 2004; Scott, 1988). Este valor difiere con el valor obtenido de la primera estimación, que dio como resultado un orden de magnitud de 140 millones de metros cúbicos. Esta diferencia puede deberse a distintas razones, entre ellas, a la sobreestimación que se mencionó con anterioridad al pasar por alto los depósitos inferiores de Pangal III. Otra razón puede ser la subestimación del volumen de la zona de arranque, al no considerar el volumen ocupado por los depósitos posteriores a Pangal III y que se encuentran en la zona de arranque. Sea cualquiera de estas razones mencionadas, ambas estimaciones permiten definir un rango de estimación entre 110 millones y 140 millones de metros cúbicos.

Al igual que los métodos para estimar volúmenes, existen variados métodos propuestos y relaciones para estimar sus longitudes y espesores. Cruden y Varnes (1996), quienes propusieron una definición de remociones en masa por tipo y procesos involucrados, describen las distintas características generales de un deslizamiento, incluyendo sus dimensiones. Ellos establecen una relación entre el largo L (distancia de la corona al pie del deslizamiento), altura H (diferencia de altura entre la corona y el pie del deslizamiento) y su volumen estimado para avalanchas de rocas. Esta relación dice que H/L se comporta inversamente proporcional al volumen: mayores volúmenes relativos se asocian a menores valores de H/L . Otros estudios geomorfológicos de megadeslizamientos en el norte de Chile (Farías, 2012) incluso verifican este comportamiento, sin embargo, no se cumplen las condiciones en esta zona para ocupar esta relación y obtener H/L a partir del volumen estimado anteriormente. Para ello, se tiene que cumplir que el vector desplazamiento de la remoción en masa a analizar sea paralela a un plano común, es decir, que viaje en un camino rectilíneo. Si la topografía modifica el camino rectilíneo de la remoción en masa, las estimaciones de volumen por este método serían imprecisas (Cruden y Varnes, 1996).

Otra metodología es la propuesta por Nicoletti y Sorriso-Valvo (1991), quienes distinguen 3 formas en que la morfología local controla la forma y el movimiento de avalanchas de roca. Entre estas configuraciones se encuentra las avalanchas de roca de alta movilidad (determinada por un control disipativo de baja energía), las de intermedia movilidad (determinada por un control disipativo de moderada energía) y las de baja movilidad (determinada por un control disipativo de alta energía). Estas avalanchas de rocas tendrían una forma específica, definida por su control disipativo. Los autores definieron las dimensiones de cada una de estas configuraciones, con el objetivo de encontrar relaciones entre ellas que les permitieran estimar la distancia recorrida de una avalancha de roca o su volumen. Sin embargo, el problema con esto es que las estimaciones difieren considerablemente de lo observado en el valle de estudio. Se tomó como caso de prueba la avalancha de roca Pangal III para corroborar la precisión de este método, pero los resultados de la distancia recorrida diferían en casi el doble de lo observado. Debido a esto, se desacreditó su utilización en esta zona. Finalmente, y debido a todo lo anterior, se eligió el método utilizado por su simpleza y eficiencia.

Los errores asociados al método para estimar longitudes y espesores, al igual que en el caso de los volúmenes, recaen en las variables que se consideran constantes o se pasan por alto. Una de estas variables podría ser la distancia recorrida hasta llegar al valle, las cuales podrían afectar en la cantidad de material que llega finalmente al río. Otras variables importantes como la amplitud de un valle en V con respecto a un valle en U si fueron consideradas dentro del índice MOI y también en las modificaciones de espesores y longitudes, para una mejor representación. Por ende, este método podría considerarse suficientemente eficaz para el posterior análisis cualitativo.

Es importante destacar que todas las estimaciones de volumen, espesor, longitud, geometría de la zona de arranque y profundidad se realizaron para obtener una idea del comportamiento y movilidad de las posibles avalanchas de roca, y usarlo como complemento para una representación más fundamentada del peligro asociado, sin olvidar que se trata de un análisis cualitativo.

5.4 Peligro de grandes remociones en masa y represamiento natural

Una evaluación de peligro cualitativa de remociones en masa suele ser muy útil como primera aproximación para entender de mejor forma una zona desconocida y el peligro asociado de forma rápida, pero lleva consigo ciertas desventajas. Una de las mayores desventajas que se presentan al hacer una evaluación de peligro cualitativa es la subjetividad de la selección de datos y reglas que gobiernan la estabilidad de ladera o el peligro de inestabilidad, ya que están basadas totalmente en el juicio del experto que hace la evaluación. Esto dificulta la comparación de mapas de peligros realizados por distintos investigadores y, a su vez, dificulta la actualización de la evaluación al obtener nueva información relevante (Aleotti & Chowdhury, 1999). Sin embargo, cuando hay datos limitados y falta de estudios necesarios, una evaluación de peligro cualitativa suele ser lo más adecuado y la forma más rápida de conseguir resultados.

Dentro del análisis de peligro en este caso, se considera que los factores utilizados representan razonablemente lo que se quiere mostrar. El factor asociado a las zonas afectadas representa el peligro directo de avalanchas de rocas indicando la cantidad que eventos que pueden ocurrir en una zona específica, considerando que todos poseen igual probabilidad de ocurrencia. Por otro lado, el factor asociado al potencial del represamiento representa la posibilidad de un peligro indirecto de avalanchas de rocas correspondiente a la formación de represamientos naturales asociados. En conjunto representan tanto el peligro directo y, posiblemente, indirecto de avalanchas de rocas en cada zona y para cada posible evento.

La evaluación de peligro realizada, a pesar de ser cualitativa, intenta cuantificar de una manera simple los datos necesarios para entender el comportamiento y los mecanismos de generación de avalanchas de rocas en el valle. Aun así, esto no significa que se intente mostrar resultados objetivos y precisos sobre las dimensiones de una avalancha de rocas, ubicación, tamaño de fuentes potenciales y otros resultados entregados en esta investigación.

En el futuro se pretenden hacer dataciones de los distintos depósitos del complejo Pangal, con el objetivo de identificar las edades absolutas de cada evento y mejorar el análisis de peligro.

6. Conclusiones

- El valle del río Pangal presenta variados depósitos de avalanchas de roca de gran magnitud que generan un impacto en la evolución de este valle cordillerano. Estos eventos tienen un gran volumen y movilidad, lo cual les permite abarcar grandes distancias y ocupar espacios significativos dentro del valle, generando represamientos naturales del río.
- Se reconoció la geología local del valle que corresponde, casi en su totalidad, a rocas volcánicas definidas como andesitas y brechas volcánicas de la Formación Farellones de edad Mioceno. En otros sectores más específicos del valle, como en la confluencia de los ríos Blanco y Paredones o en la ladera norte frente Pangal III, se observa la presencia de rocas ígneas intrusivas de edad Mioceno caracterizadas como granodioritas. Además, se reconoció la geomorfología local del valle que corresponde a abanicos aluviales, terrazas fluviales, depósitos aluviales antiguos y recientes con distintas morfologías, depósitos fluviales recientes, depósitos coluviales y deslizamientos de roca. Estos varían su distribución dependiendo de la zona del valle en que se encuentren: en zonas asociadas a un valle fluvial predominan las morfologías de terrazas fluviales, abanicos aluviales de menor tamaño y deslizamientos de rocas. Por otro lado, en zonas asociadas a un valle glacial predominan las morfologías de abanicos aluviales de gran tamaño, depósitos aluviales de variadas formas y tamaños y depósitos recientes asociados al río. Además del complejo de avalanchas de rocas identificado anteriormente por Sepúlveda y Moreiras en 2017, se identificó otro evento denominado Pangal V, que posee un menor tamaño y se encuentra aguas arriba a la Quebrada Los Socavones. Este corresponde a una avalancha de roca de brecha volcánica que se genera de la ladera norte, aunque su cicatriz no se reconoce con precisión.
- Se lograron estimaciones volumétricas de los depósitos de avalanchas de roca en el valle, que permiten dilucidar el orden de magnitud de estos eventos y otros posibles eventos, en caso de ocurrir. También se lograron estimaciones de longitudes, espesores, geometrías de las zonas de arranque y volúmenes de proveniencia de los eventos hipotéticos, que permiten comprender su magnitud, forma de deposición y la posibilidad que existe de generar un represamiento natural.
- Se reconocieron posibles fuentes potenciales de avalanchas de roca caracterizadas por la presencia de alteración hidrotermal en rocas volcánicas de la Formación Farellones. Esta identificación se logró a través de foto interpretación de imágenes satelitales, programas especializados en el procesamiento de imágenes geoespaciales y una posterior confirmación en terreno.
- Se realizó un análisis de peligro cualitativo de avalanchas de roca en el valle del río Pangal, en base a la cantidad de avalanchas de rocas que afecta una zona particular y la capacidad de generar represamiento natural de estos posibles eventos. Esta evaluación muestra zonas de alto peligro de avalanchas de roca,

correspondiente a la zona de la bocatoma de la central hidroeléctrica Pangal y la zona donde confluyen los ríos Blanco y Paredones. A su vez, se representan las áreas de represamiento asociado a cada caso y las zonas de arranque de los posibles eventos. Junto con la evaluación se estimó el volumen de agua que podría generar cada represamiento, alcanzando una magnitud del orden de 10^7 m³ de agua acumulada para el caso de mayor volumen.

7. Recomendaciones

- Se recomienda la realización de estudios geotécnicos específicos ya que son esenciales para establecer un mecanismo de falla sísmico para este tipo de inestabilidades. En conjunto con dataciones de cada depósito y estudios de actividad de las estructuras alledañas, podría dilucidarse de mejor manera el factor desencadenante de las avalanchas de rocas en este valle.
- Se recomienda la realización de estudios específicos en depósitos lacustres asociados a represamiento natural ya que estas secuencias podrían preservar indicadores de sismicidad y paleo climas.

8. Bibliografía

- Abbaszadeh, M., & Hezarkhani, A. (2013). Enhancement of hydrothermal alteration zones using the spectral feature fitting method in Rabor area, Kerman, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(6), 1957-1964.
- Abrams, M. (2000). The Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on Nasa's Terra platform. *International Journal of Remote sensin*, 21(5), 847-859
- Aguilera, F. (2018). *Pangal project: petrology*. Informe interno, Universidad de Chile, Geología, Santiago
- Allaby M. (2013). A Dictionary of Geology & Earth Sciences, 4th edition. Oxford University Press, Oxford.
- Aleotti, P., & Chowdhury, R. (1999). Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the environment*, 58(1), 21-44.
- 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(3-4), 117-133.
- Armijo, R., R. Rauld, R. Thiele, G. Vargas, J. Campos, R. Lacassin, and E. Kausel (2010), The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile, *Tectonics*, 29, TC2007, doi:10.1029/2008TC002427.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., & Monfret, T. (2004). Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8), 759-768.
- Boloki, M. and Poormirzaee, M. (2010) Using ASTER Image Processing for Hydrothermal Alteration and Key Alteration Minerals Mapping. *Journal of Latest Trends on Engineering Mechanics, Structures, Engineering Geology*, 1, 77-82.

- Bowitz, J., and Ehling, A., (2008), Non-destructive infrared analyses: a method for provenance analyses of sandstones: *Environmental Geology*, v. 563–4, p. 451–802.
- Carter, W. D., and L. Aguirre (1965), Structural geology of the Aconcagua province and its relationship to the Central Valley graben, Chile, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 651 –664, doi:10.1130/0016-7606(1965)76[651:SGOAPA]2.0.CO;2.
- Charrier R (1973) *Geología Regional de las Provincias de O'Higgins y Colchagua*. Instituto de Investigación de Recursos Naturales. Santiago de Chile.
- Charrier, R.; Munizaga, F. (1979). Edades K-Ardevolcanitas Cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34°15' de Latitud Sur). *Revista Geológica de Chile*, No. 7, p. 41-51.
- Charrier, R., (1983). Hoja El Teniente. Carta geológica de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago. 155 pp.
- Charrier, R.; Wyss,A.; Flynn,J.; SwisherIII, C.C.; Spichiger, S.; Zapatta, F. (1994). Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre los 33°50' y 35°S, Cordillera Principal Chilena. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1316-1319. Concepción.
- Charrier, R., Flynn, J.J., Wyss, A.R., Zapatta, F., Swisher III, C.C., (1997). Antecedentes bio y cronoestratigraficos de la Formación Coya-Machalí Abanico, entre los ríos Maipo y Teno (33°55' y 35°10' L.S.), Cordillera Principal, Chile Central. *Proceedings 8th Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, vol. 1, 465-469
- Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J.; Gans, F.; Kay, S.M.; Muñoz, N.; Wyss, A.; 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*, Vol. 15, p. 115-137.
- Charrier, R., M. Bustamante, D. Comte, S. Elgueta, J. J. Flynn, N. Iturra, N. Muñoz, M. Pardo, R. Thiele, and A. R. Wyss (2005), The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh.*, 236, 43 –47
- Chowdhury, P., & Aleotti, R. (1999). Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58(1), 21–44. <https://doi.org/10.1007/s100640050066>
- Crozier, M. J., & Glade, T. (2005). Landslide hazard and risk: issues, concepts and approach. *Landslide hazard and risk*, 1-40.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3- Landslide types and processes. *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board*, 247(August), 36–75. <https://doi.org/10.1007/s10346-009-0175-2>
- Davidson, J., and J.-C. Vicente (1973), Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las Nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur), *Actas Congr. Geol. Argent.*, V, 11 –55.
- Di Tomasso, I. y Rubinstein, N., (2005). Mapeo de alteración hidrotermal a partir de datos ASTER en el pórfido de Cu-Mo El Infiernillo, Mendoza, Argentina. *Contribuciones Técnicas del Proyecto GEOSAT-AR 2005, JICA-SEGEMAR*, pp: 115-121.
- Di Tommaso, I., & Rubinstein, N. (2007). Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 32(1–2), 275–290. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.004>

- Dunning, S. (2004). Rock Avalanches in High Mountains. *PhD Thesis*. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.11.034>
- Esper Angillieri, M.Y., et al., Morphometric characterization of a large scale rockslide, and probable seismogenic origin of landslides on the western flank of Central Precordillera, Argentina, *Quaternary International* (2014), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.04.058>
- Keefer, D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(April), 406–421. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<406:LCBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<406:LCBE>2.0.CO;2)
- Keefer, D.K., (1994). The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. *Geomorphology* 10, 265–284.
- Keefer, D.K., (2002). Investigating landslides caused by earthquakes — a historical review. *Surveys in Geophysics* 23, 473–510.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3). <https://doi.org/10.1029/2009TC002480>
- Farías, V. (2012). Análisis geomorfológico de megadeslizamientos entre las Quebradas Camarones y Tiliviche, Región de Tarapacá. *Memoria de Título, Universidad de Chile*, 109.
- Fock, A., R. Charrier, M. Farías, and M. Muñoz (2006), Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°–34°S), Ser. Publ. Espec. 6, pp. 48–55, Asoc. Geol. Argent., Buenos Aires.
- Font, X., Serra, J. y Pinto, V. (1996) "Los riesgos geológicos en la ordenación territorial", *Acta Geológica Hispánica*, vol. 30, no. 1-3, pp. 83-90.
- Godoy, E., Schilling, M., Solari, M., & Fock, A. (2009). Geología del área Rancagua-San Vicente de Tagua Tagua.
- González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). Ingeniería geológica.
- Gravley, D. (2001). Risk, hazard, and disaster. *University of Canterbury, New Zealand*.
- Harris Geospatial Solutions, Inc. (2018). Hyperspectral Analysis: SAM and SFF Tutorial.
- Hermanns, R. L., & Strecker, M. R. (1999). Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 111(6), 934-948.
- Hermanns, R. L., Niedermann, S., Ivy-Ochs, S., & Kubik, P. W. (2004). Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in las conchas valley (NW Argentina) - Evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses. *Landslides*, 1(2), 113–122. <https://doi.org/10.1007/s10346-004-0013-5>
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., and Hutchinson, J.N. (2001). Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7: 221–238.
- Hungr, O., & Evans, S. G. (2004). Entrainment of debris in rock avalanches: An analysis of a long run-out mechanism. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116(9–10), 1240–1252. <https://doi.org/10.1130/B25362.1>
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2013). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de Los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. IIG (Chile), Boletín N° 8, 95 pp.

- Maksaev, V., Munizaga, F., Zentilli, M., & Charrier, R. (2009). Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33-35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. *Andean Geology*, 36(2). <https://doi.org/10.4067/S0718-71062009000200001>
- Montz, B. E., Tobin, G. A., & Hagelman, R. R. (2017). *Natural hazards: explanation and integration*. Guilford Publications.
- Moreiras, S. M., & Sepúlveda, S. A. (2009). Large paleolandslides in the Central Andes (32–33 S): new challenges. *XII Congreso Geológico Chileno*, 1–4.
- Moreiras, S., Lisboa, M. S., & Mastrantonio, L. (2012). The role of snow melting upon landslides in the central Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(10), 1106–1119. <https://doi.org/10.1002/esp.3239>
- Moreiras S.M. y Sepúlveda S.A. (2015). Megalandslides in the Andes of Central Chile and Argentina (32°-34°s) and potential hazards. In Sepúlveda S.A. et al. (eds), *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society of London, v. 399, p. 329-344.
- Nicoletti, P. G., & Sorriso-Valvo, M. (1991). Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *Geological Society of America Bulletin*, 103(10), 1365–1373. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<1365:GCOTSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<1365:GCOTSA>2.3.CO;2)
- Ninomiya, Y., (2004). Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and Swir data. *Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites VII*. Edited by Meynart, Roland; Neeck, Steven P.; Shimoda, Haruhisa; Lurie, Joan B.; Aten, Michelle L. Proceedings of the SPIE, Volume 5234, pp. 180-190.
- Origel, Gabriel & E, Sánchez-Cárdenas. (2010). Methodological guide for the detection of mineral alteration zones with ASTER images / Guía metodológica para la detección de áreas de alteración minera con imágenes ASTER.
- Penna, I. M., Hermanns, R. L., Niedermann, S., & Folguera, A. (2011). Multiple slope failures associated with neotectonic activity in the Southern Central Andes (37–37 30' S), Patagonia, Argentina. *Bulletin*, 123(9-10), 1880-1895.
- Pola, A., Crosta, G., Fusi, N., Barberini, V., Norini, G., (2012). Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks. *Tectonophysics* 566–567, 67–86.
- Pola, A., Crosta, G.B., Fusi, N., Castellanza, R., (2014). General characterization of the mechanical behaviour of different volcanic rocks with respect to alteration. *Eng. Geol.* 169, 1–13.
- Rauld, R. (2002). Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. Memoria de Título (Inédito). Departamento de Geología. Universidad de Chile. 57 p
- Research Systems, Inc., (2002). ENVI Tutorials. Research Systems, Inc., Boulder, CO, p. 640.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., & Villarroel, R. (1990). Redefinición de la formación farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Andean Geology*, 17(2), 205–214.
- Rodriguez, C. E., Bommer, J. J., & Chandler, R. J. (1999). Earthquake-induced landslides: 1980–1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(5), 325-346.
- Rodriguez, K. et al., (2012). Aplicación de datos Aster para la detección de zonas de alteración en los alrededores del A. del Guindo, Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. *Congreso Geológico Chileno*, 13, Antofagasta, Chile, p.960-962.

- Rodriguez, M. E., Marchionni, D., & Ducart, D. F. (2013). Identificación y mapeo de minerales de alteración hidrotermal con imágenes ASTER en el Distrito Minero San José. Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. (pág. 8). Foz do Iguaçu.
- Scott, K. M. (1988). Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 74. <https://doi.org/>
- Sepúlveda, S. A., Rebolledo, S., & Vargas, G. (2006). Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International*, 158(1), 83-95.
- Sepúlveda, S. A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E. A., Rebolledo, S., & Verdugo, R. (2008). New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: Implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering*, 12(3), 432–455. <https://doi.org/10.1080/13632460701512951>
- Sepúlveda, S. A., Serey, A., Lara, M., Pavez, A., & Rebolledo, S. (2010). Landslides induced by the April 2007 Aysén fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides*, 7(4), 483-492.
- Sepúlveda, S. A., & Moreiras, S. M. (2013). Large volume landslides in the central andes of Chile and Argentina (32°-34°S) and related hazards. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 2013(TOPIC2), 287–294. <https://doi.org/10.4408/IJEGE.2013-06.B-26>
- Sepúlveda, S. A., Moreiras, S. M., Lara, M., & Alfaro, A. (2015). Debris flows in the Andean ranges of central Chile and Argentina triggered by 2013 summer storms: characteristics and consequences. *Landslides*, 12(1), 115-133.
- Sepúlveda, S.A, Moreiras, S.M., (2017). Nuevas evidencias del complejo de avalanchas de rocas del Pangal, cuenca del río Cachapoal, Chile. Actas XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Agosto 2017.
- Stefanelli, C. T., Segoni, S., Casagli, N., & Catani, F. (2016). Geomorphic indexing of landslide dams evolution. *Engineering geology*, 208, 1-10.
- Trauth, M.H., Alonso, R.A., Haselton, K.R., Hermanns, R.L., Strecker, M.R., (2000). Climate change and mass movements in the northwest Argentine Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 243-256.
- Trauth, M. H., Bookhagen, B., Marwan, N., & Strecker, M. R. (2003). Multiple landslide clusters record Quaternary climate changes in the northwestern Argentine Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3), 109-121.
- Tun, M. M., Warmada, I. W., Harijoko, A., Al-Furqan, R., & Watanabe, K (2015). Characteristics Of Hydrothermal Alteration In Cijulang Area, West Java, Indonesia. *Journal of Applied Geology*, 7(1).
- Watters, R.J., and Delahaut, W.D., (1995), Effect of argillic alteration on rock mass stability, in Haneburg, W.C., and Anderson, S.A., eds., Clay and shale slope instability: Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, Volume X, p. 139–150.
- Welkner D, Eberhardt E, Hermanns RL. (2010). Hazard investigation of the Portillo Rock Avalanche site, central Andes, Chile, using an integrated field mapping and numerical modeling approach. *Engineering Geology* 114: 278–297.
- Yildiz, A., Kuşcu, M., Dumlupınar, A., Aritan, E., Başı, M., (2009). The determination of the mineralogical alteration index and the investigation of the efficiency of the hydrothermal alteration on physico-mechanical properties in volcanic rocks from Köprülü, Afyonkarahisar, West Turkey. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 69 (1), 51

Anexo A: Gráficos de correcciones topográficas

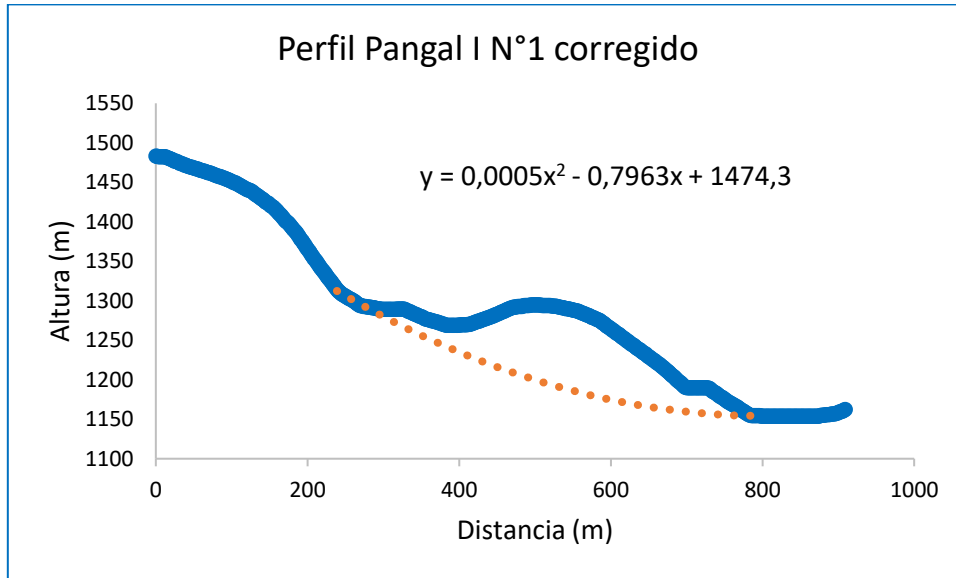


Figura 58: Perfil Pangal I N°1, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

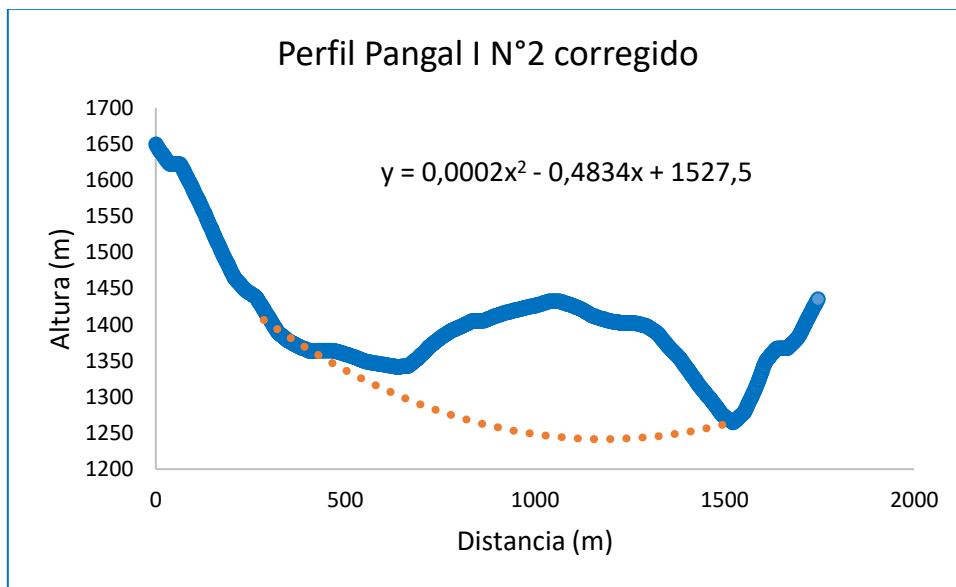


Figura 59: Perfil Pangal I N°2, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

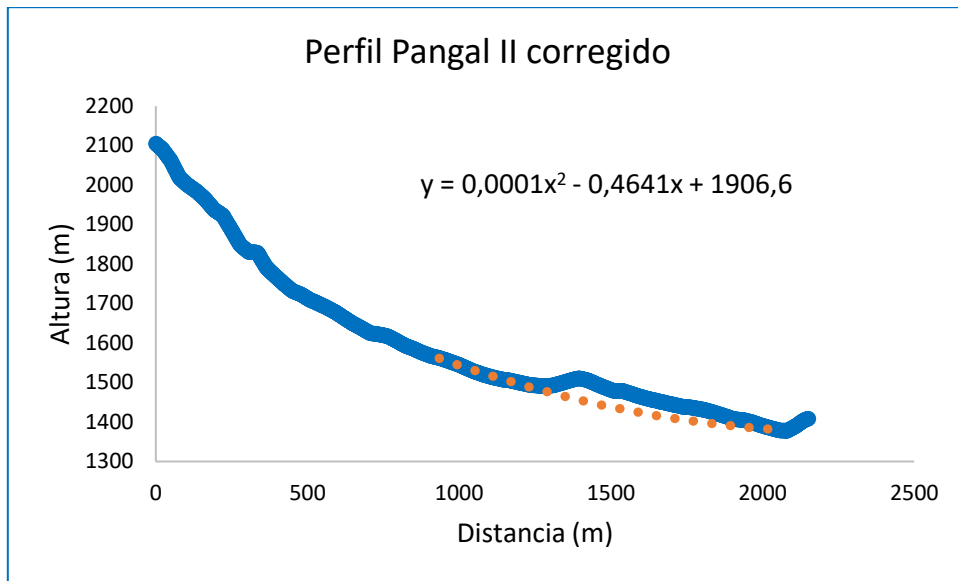


Figura 60: Perfil Pangal II, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

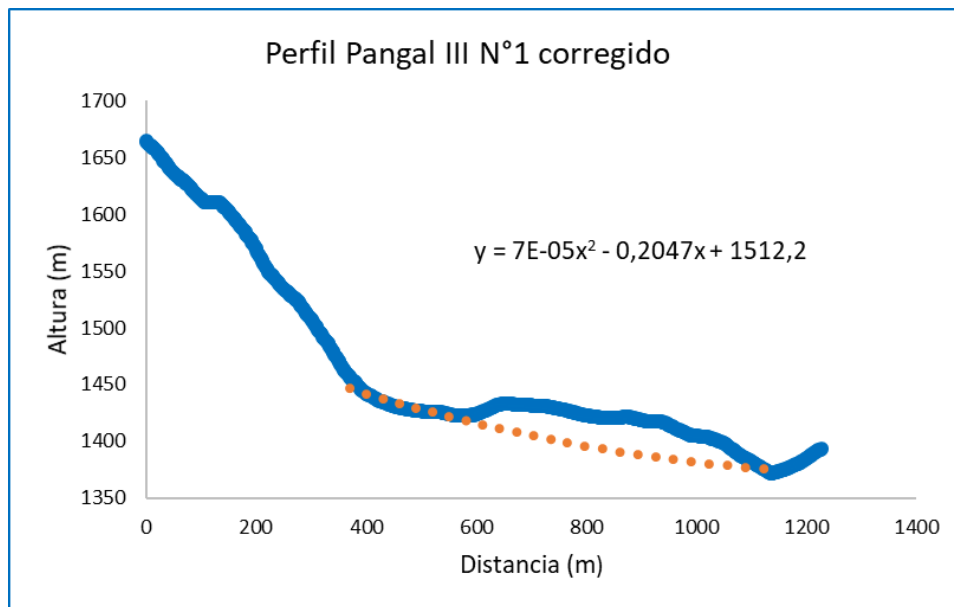


Figura 61: Perfil Pangal III N°1, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

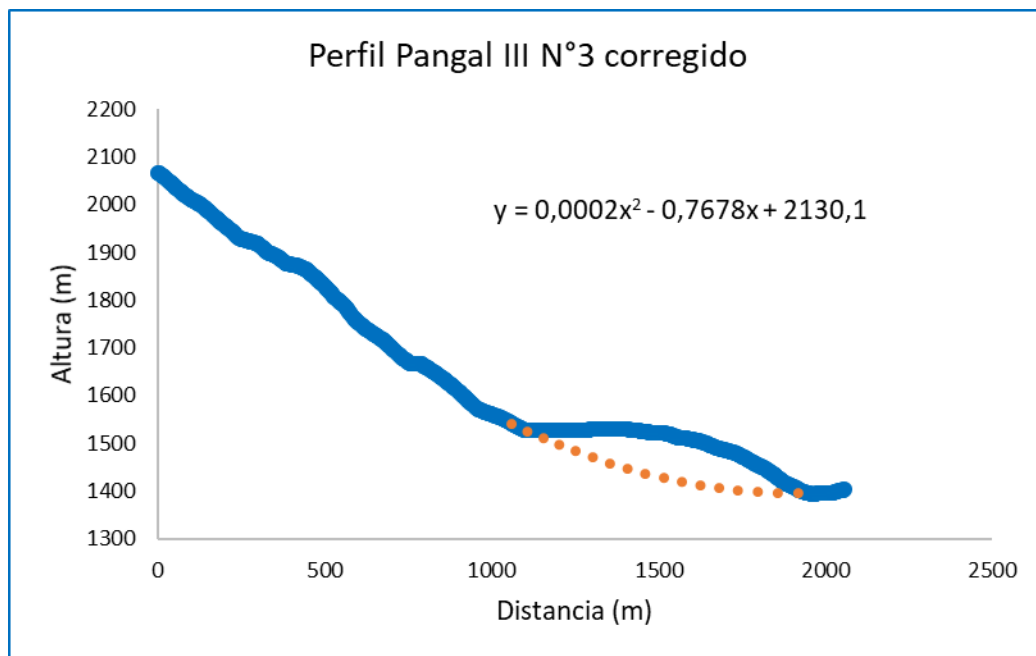


Figura 62: Perfil Pangal III N°3, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

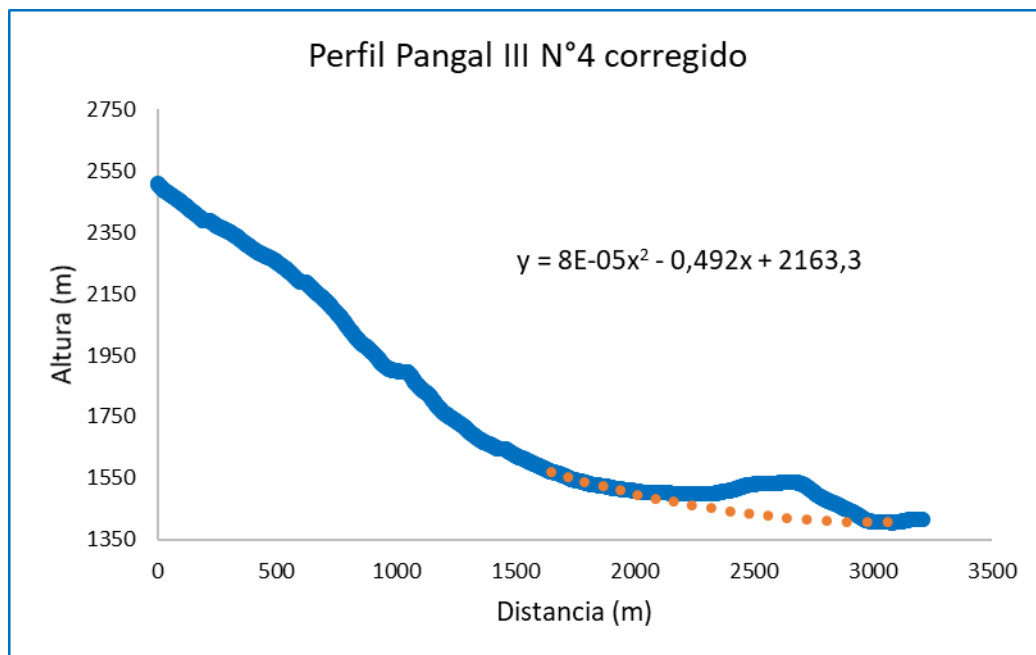


Figura 63: Perfil Pangal III N°4, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

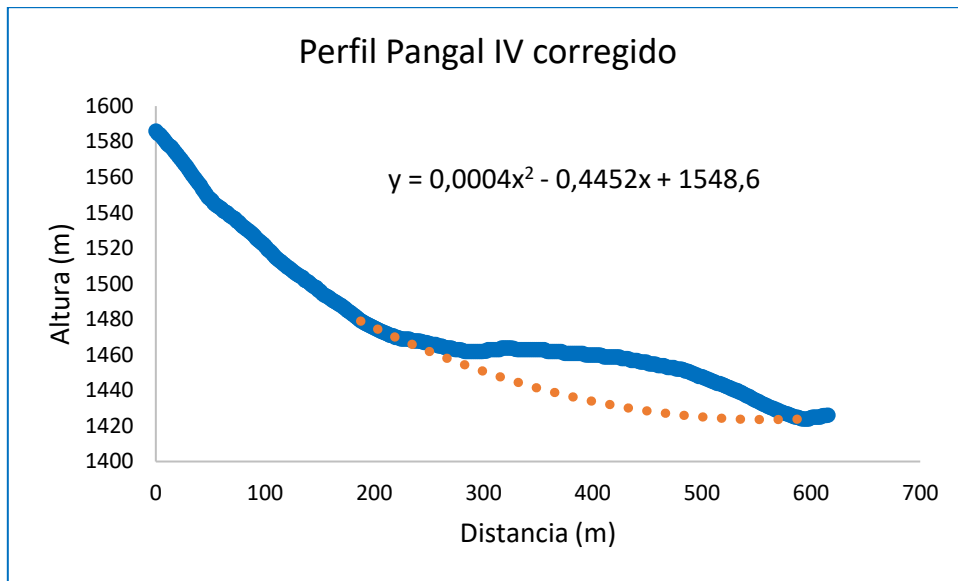


Figura 64: Perfil Pangal V, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

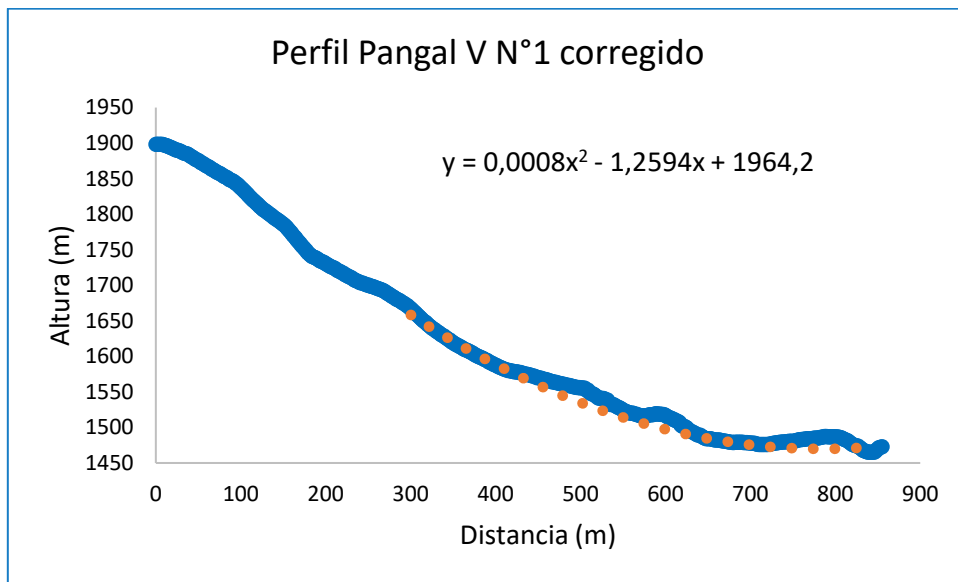


Figura 65: Perfil Pangal V N°1, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

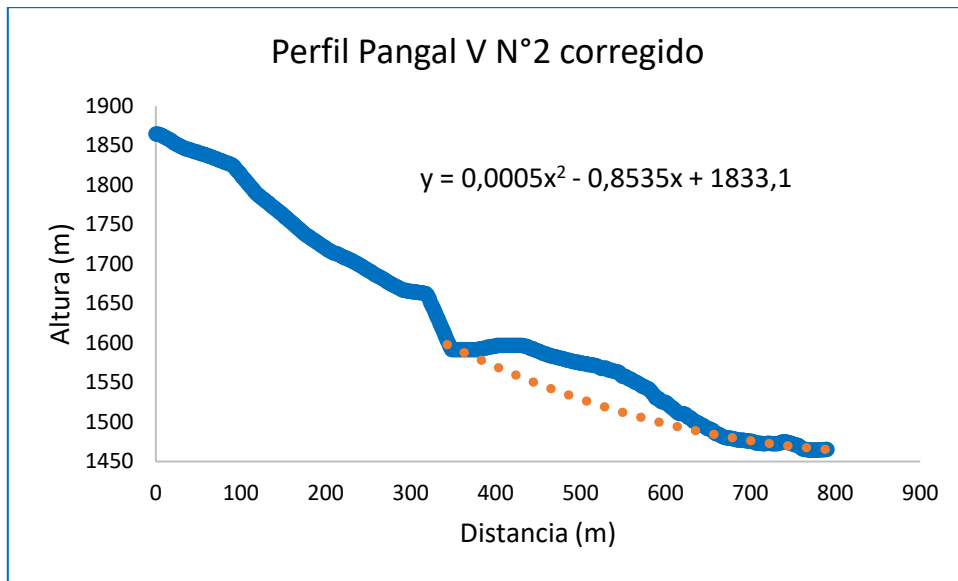


Figura 66: Perfil Pangal V N°2, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

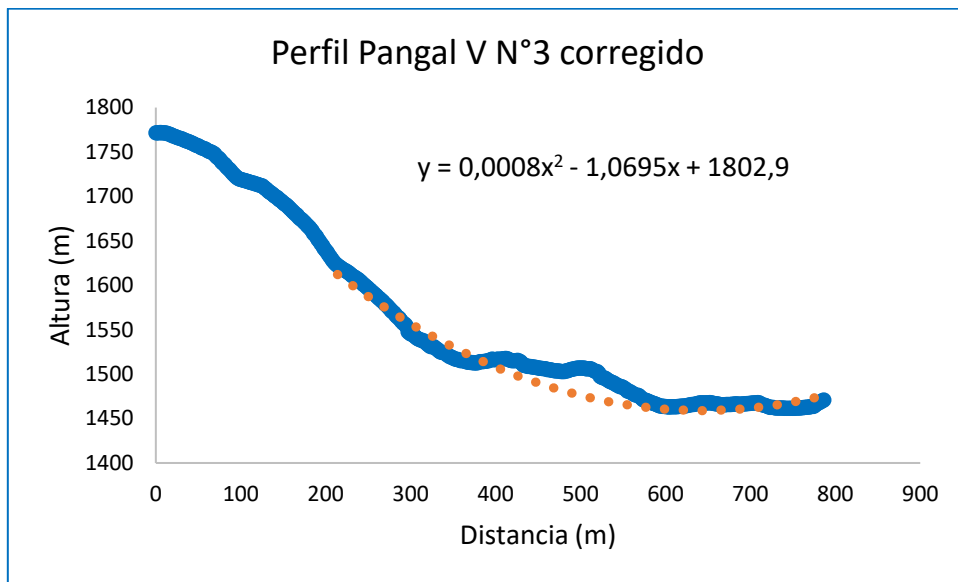


Figura 67: Perfil Pangal V N°3, con su corrección topográfica. La línea azul corresponde a los datos de altura vs distancia obtenidos de los perfiles y la línea punteada naranja a su corrección topográfica asociada. Se representa la función que caracteriza la corrección.

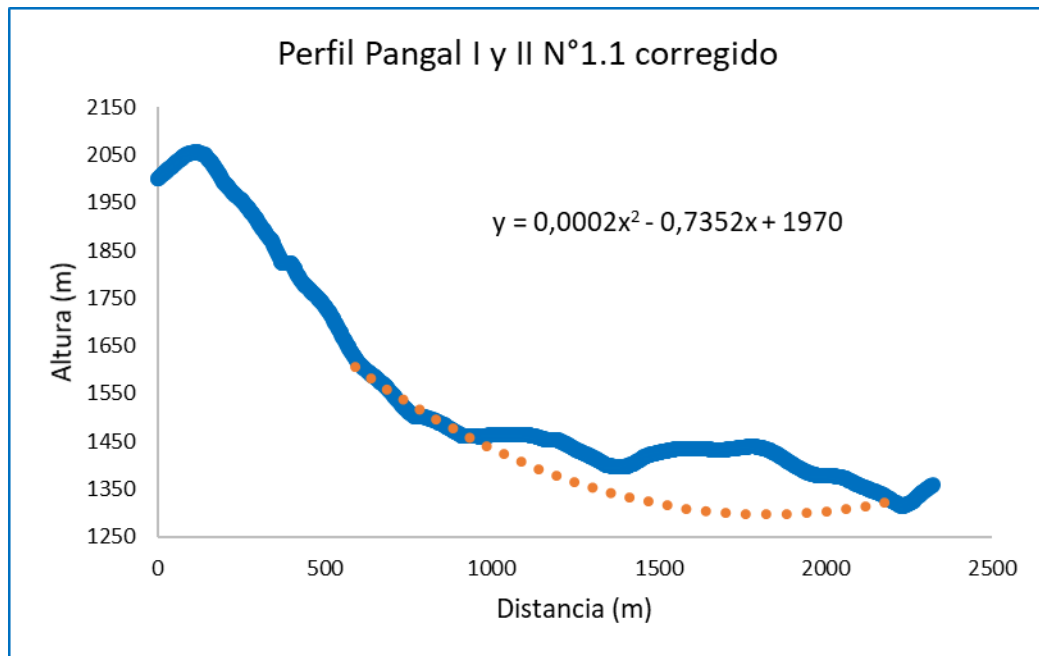


Figura 68: Perfil Pangal I y II N1.1, con su corrección asociada. Esta corrección topográfica corresponde a la pendiente antes de ambos eventos, por lo que el área transversal obtenida es la suma de Pangal I y Pangal II.

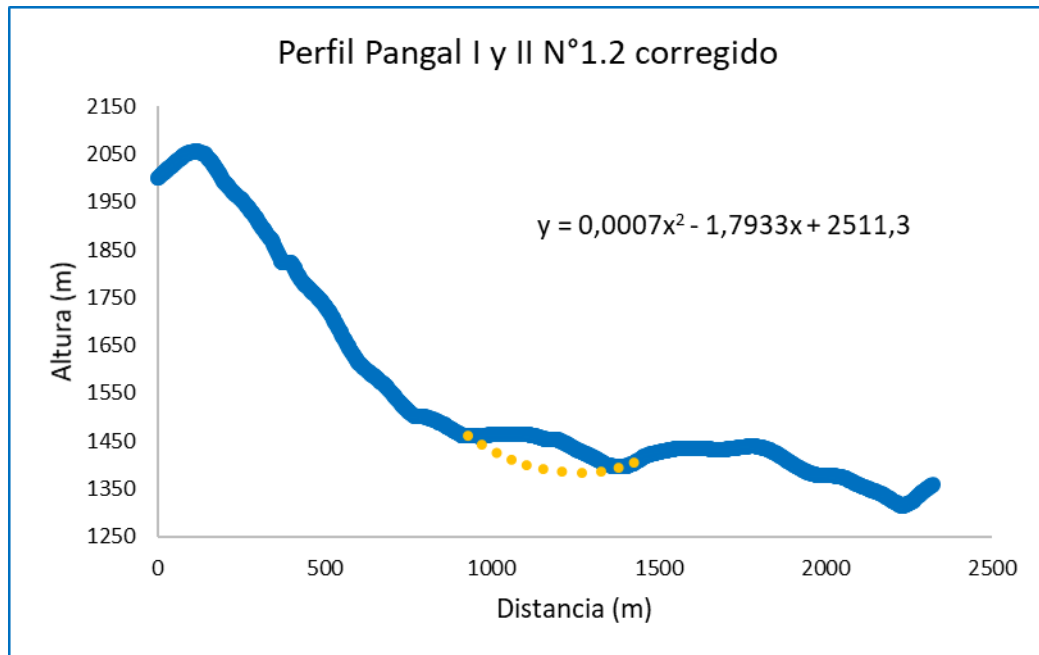


Figura 69: Perfil Pangal I y II N1.2, con su corrección asociada. Esta corrección topográfica corresponde a la pendiente después de ocurrido Pangal I y antes de Pangal II. Se obtiene el área transversal de Pangal II en dicho tramo.

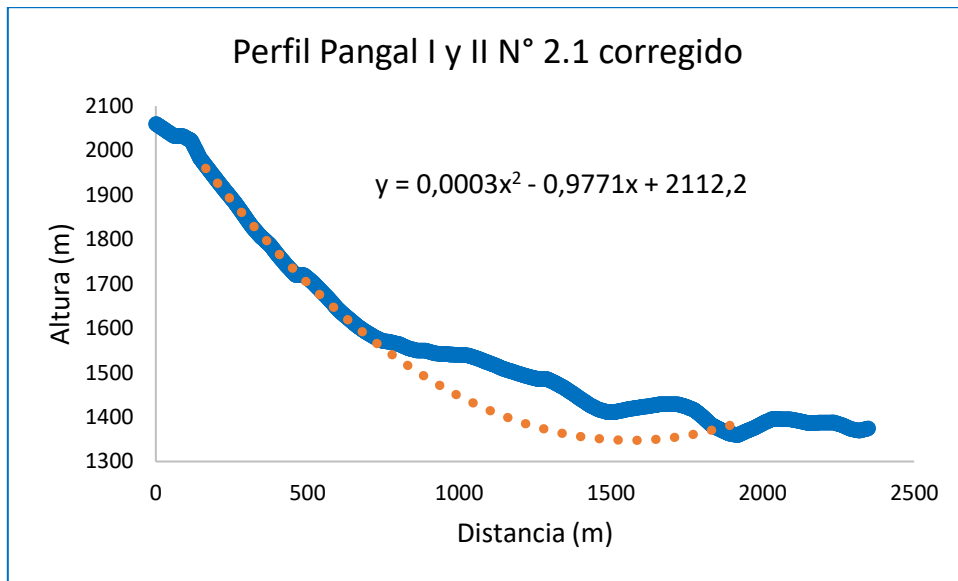


Figura 70: Perfil Pangal I y II N°2.1, con su corrección asociada. Esta corrección topográfica corresponde a la pendiente antes de ambos eventos, por lo que el área transversal obtenida es la suma de Pangal I y Pangal II.

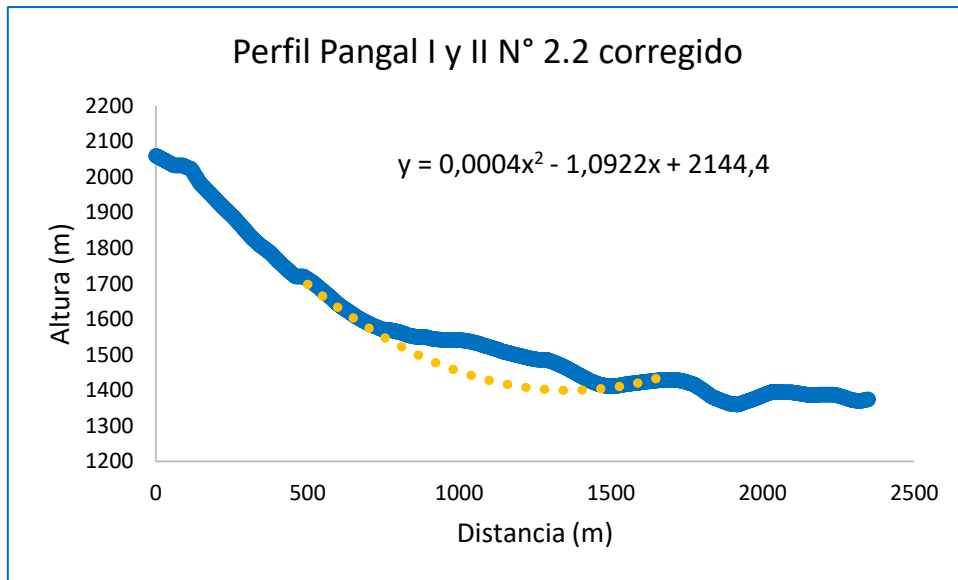


Figura 71: Perfil Pangal I y II N° 2.2, con su corrección asociada. Esta corrección topográfica corresponde a la pendiente después de ocurrido Pangal I y antes de Pangal II. Se obtiene el área transversal de Pangal II en dicho tramo.

Pangal project: petrology

By Francisca Aguilera Banchemo

March 2018

Sergio Sepúlveda | Diego Chacón

Pangal PI-02

Mafic igneous volcanic (or subvolcanic) rock (andesitic or basaltic composition) with a strong pervasive alteration or low-grade metamorphism: prehnite-epidote-clinozoicite-microcrystalline quartz-ceolites. It also has Fe oxidation. The groundmass, which is inferred to have been aphanitic prior alteration, formed by an intergrowth of volcanic glass, plagioclase microlites and pyroxene, has been almost completely replaced by microcrystalline aggregates of quartz, ceolites and prehnites which are smaller than 0.1 mm.

The alteration is pervasive, but it is still possible to recognize the primary mineralogy: plagioclase, orthopyroxene ghosts (just 3 crystals) and amphibole ghosts (hexagonal habit)

*Ghost minerals: they conserve only their habit, but have been completely or almost completely replaced by other alteration minerals.

Mineralogy

1. Primary Mineralogy (10%)

Mainly plagioclase (90%) altering to epidote-quartz-prehnite-microcrystalline quartz.

Hornblende ghosts (9%)

Orthopyroxene (1%) three possible crystals

Primary quartz (0%)

1. Alteration Mineralogy (90%)

Prehnite 45%

Epidote 20%

Clinozoicite 10%

Microcrystalline quartz and ceolites 20%

Quartz 5%

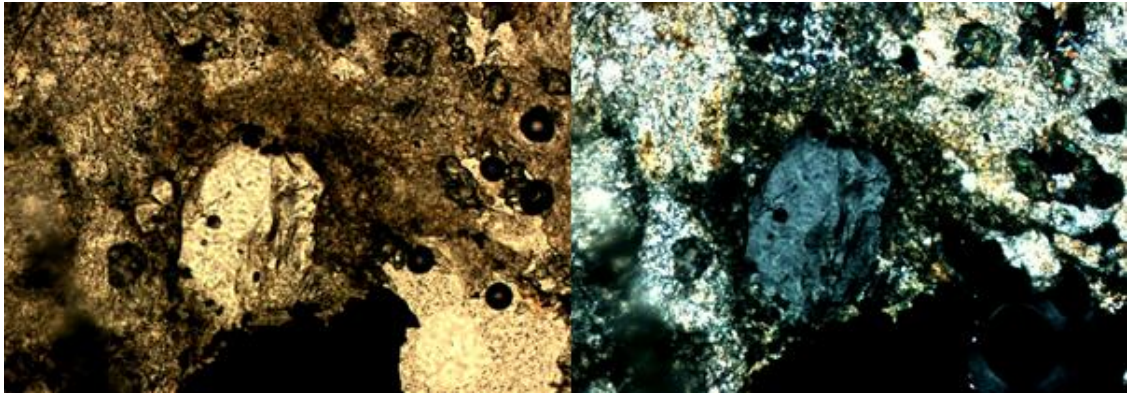


Figura 72: Possible non- altered orthopyroxene, along with very altered minerals in a groundmass with quartz and prehnites, in NP and NX, respectively. Long side image: 1 mm.

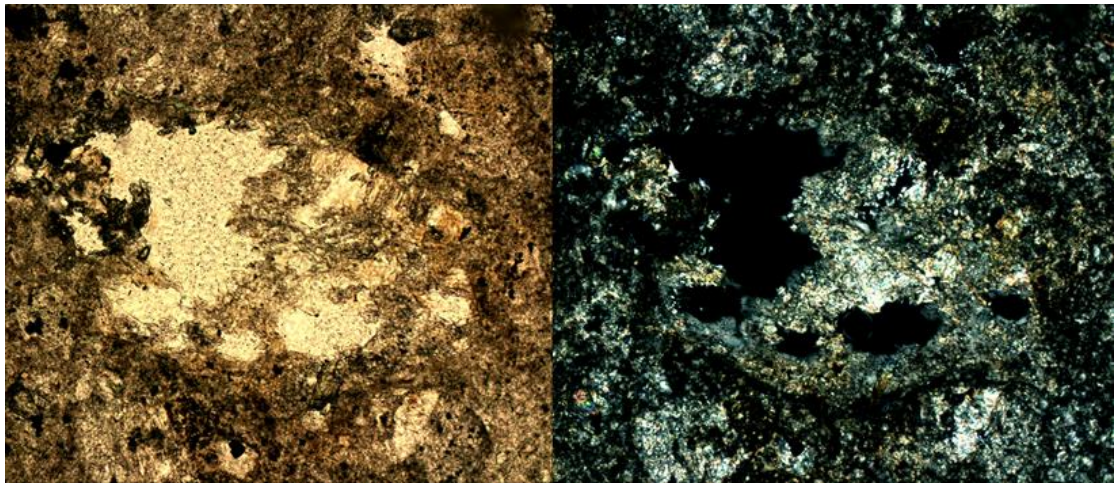


Figura 73: Possible altered orthopyroxene, with alteration of prehnite-ceolite-epidote in NP and NX, respectively. Long side image= 1 mm.

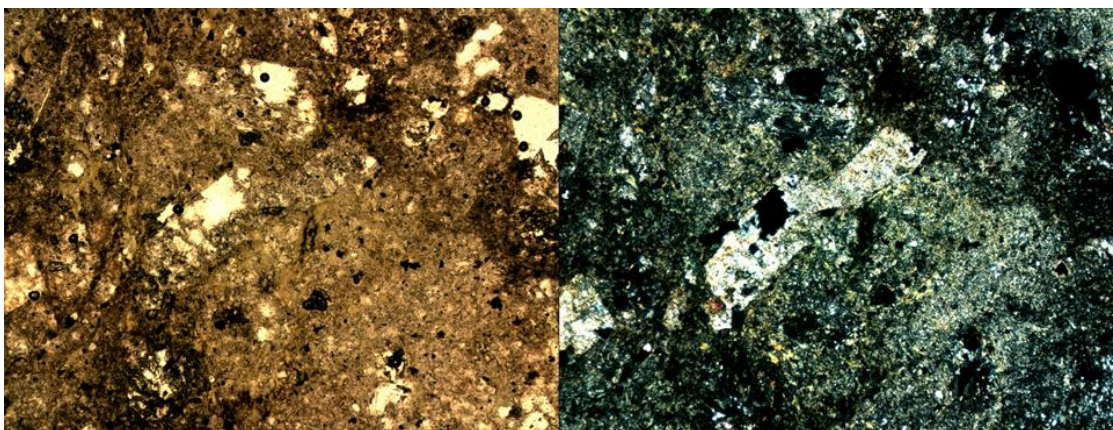


Figura 74: Plagioclase altered to prehnite-ceolite- minor epidote in a groundmass completely replaced by microcrystalline quartz and prehnite, in NP and NX, respectively. Long side image= 2 mm.

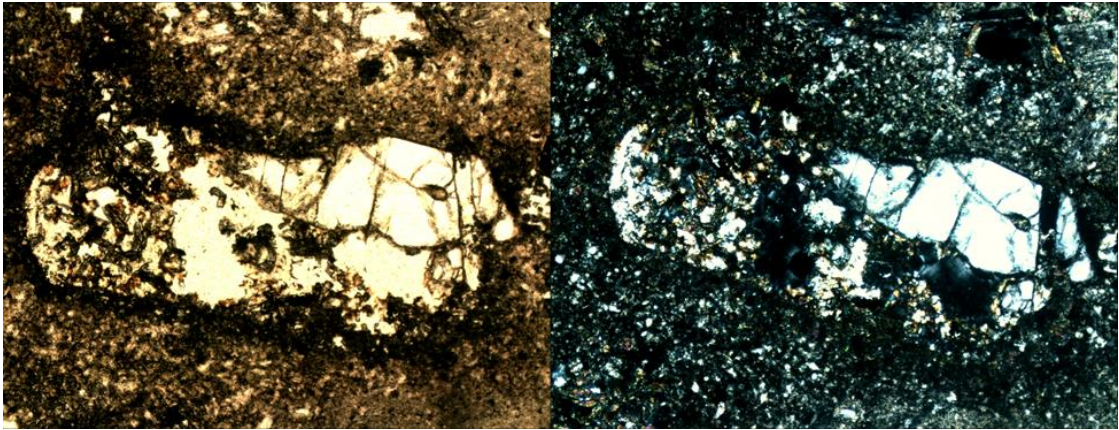


Figura 75: Possible orthopyroxene altered to epidote-prehnite in NP and NX, respectively. The bulk mass has been replaced by microcrystalline quartz and prehnites. Long side image= 2 mm.

PANGAL PI-01

Mafic igneous volcanic rock (andesite or basalt). Presents a strong calcic alteration or low-grade metamorphism with alteration mineralogy: epidote – clinozoicite – prehnite – pumpellyite – chlorite – smectite. The original texture of the rock is porphyritic amygdaloidal, with a bulk mass formed by plagioclase microlites and possibly volcanic glass, which has been totally devitrified, altered to ceolites and microcrystalline quartz. The amygdales are up to 2 mm. long, filled with pumpellyite and chlorite-smectite, and the phenocrysts appear principally as plagioclase and amphibole ghosts, partial or totally replaced. There are also possible pyroxene phenocrysts ghosts (basal faces recognized), totally replaced. The amphiboles and pyroxenes appear replaced to epidote-clinozoicite, while the plagioclase appears replaced by epidote-clinozoicite, epidote and prehnites.

Mineralogy

1. Primary Mineralogy (15%)

Plagioclase microlites in bulk mass (80%), partially altered to prehnites.

Plagioclase phenocrysts (10%), partial or totally altered to prehnite, epidote and clinozoicite.

Hornblendes and clinopyroxene ghosts (10%), mainly altered totally by epidote and clinozoicite.

2. Alteration Mineralogy (85%)

Epidote (40%)

Prehnite (25%)

Ceolite and microcrystalline quartz (10%)

Amygdales filled with pumpellyite (5%) and chlorite-smectite (10%)

Clinozoicite (10%)

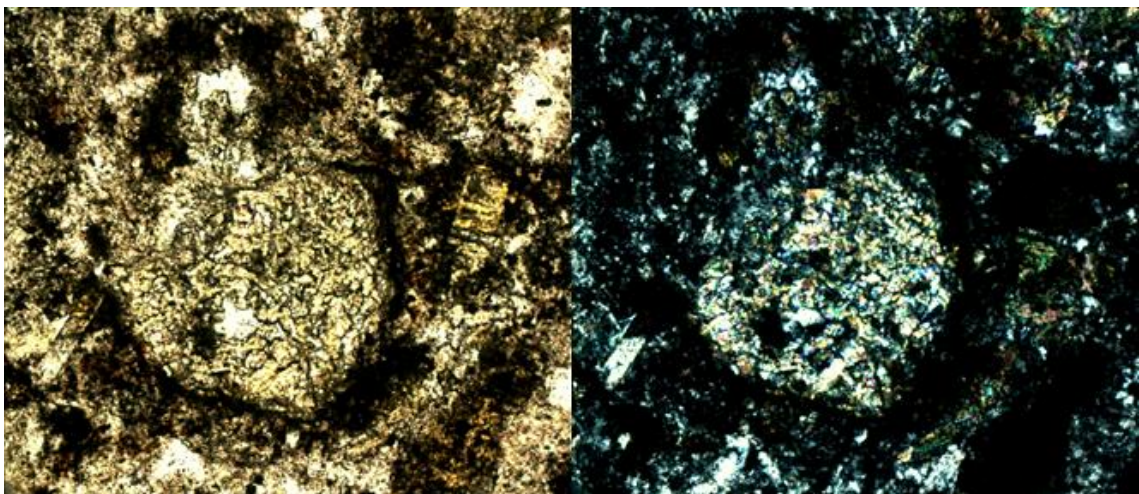


Figura 76: Basal pyroxene ghost, altered completely to epidote-clinozoicite in NP and NX, respectively. Long side image= 1.3 mm.

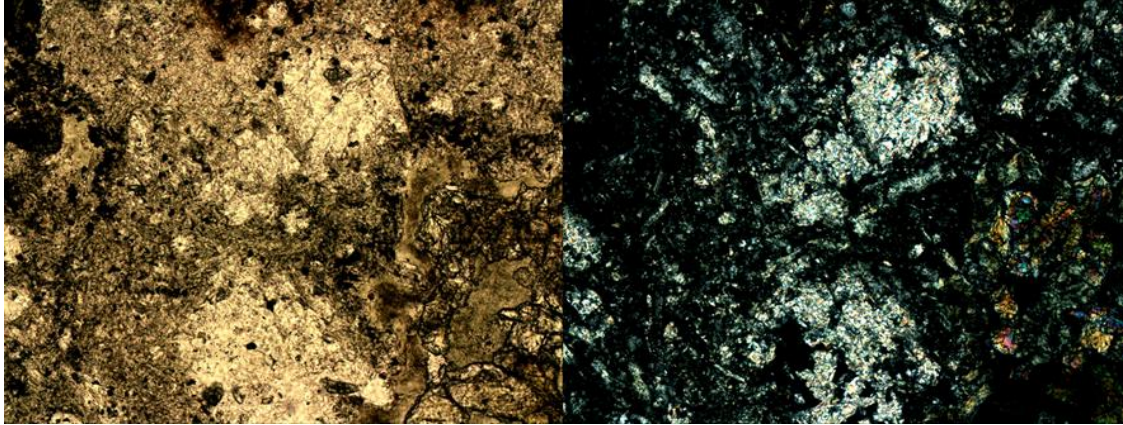


Figura 77: Plagioclase totally replaced by prehnite. At right side of image it is observed a pervasive epidote alteration, in NP and NX, respectively. Long side image 1 mm.

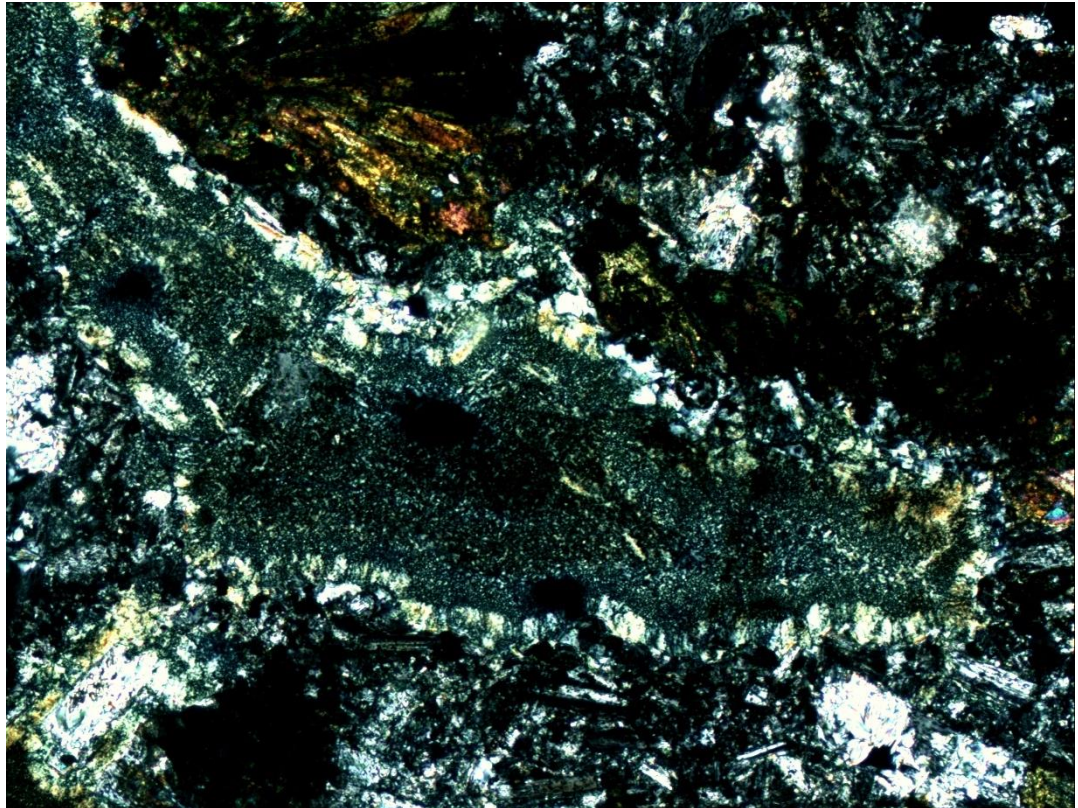


Figura 78: Amygdale filled with chlorite-smectite in NX. Long side image= 1 mm.

PANGAL PII-02

Possible igneous volcanoclastic rock (tuff) with a pervasive alteration. The identification of the protolith is supported by the big isolated crystals (up to 2 mm.), many of them which appear fractured and totally replaced. The groundmass that surrounds the crystals is crystalline, probably because of the strong alteration to which the rock has been submitted. Crystals of plagioclase and feldspars are distinguished, they are completely altered to clays and carbonates, and minor prehnite. There are also isolated crystals which correspond to mafic minerals (identification by habit) like hornblende and biotite, also pyroxene with low possibilities, but they are totally replaced so it is not possible to differentiate them. Big equant minerals totally replaced by microcrystalline quartz could correspond to altered primary quartz crystals. Other alteration minerals that appear homogeneously distributed all around the thin section are chlorite, epidote and microcrystalline quartz.

The thinner portion (groundmass or matrix) appears completely crystalline, were it is possible to differentiate plagioclase microlites altered to prehnite and a micrometric aggregate of crystals which could correspond to microcrystalline quartz or ceolites with clays.

Also, the thin section presents big opaque minerals in a wide proportion, which are unknown, and so they difficult even more the recognition of the other ones.

Mineralogy

1. Primary mineralogy (0%)

Estimated according to habits and alteration mineralogy, the primary mineralogy must have been:

Plg and feld-K (60%) including big crystals and plagioclase microlites in matrix/groundmass.

Quartz (15%)

Mafic minerals: hornblende and biotite (25%)

2. Alteration mineralogy (100%)

Clays 40%

Carbonates 10%

Chlorite 15%

Microcrystalline quartz 25%

Prehnite 5%

Epidote 5%

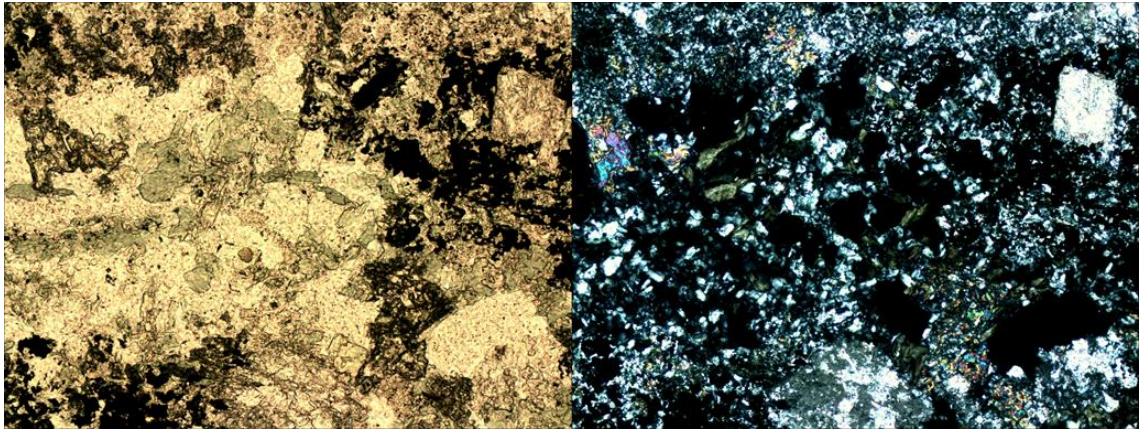


Figura 79: Crystalline groundmass altered to quartz-epidote-chlorite in NP and NX, respectively. Long size image= 1 mm.

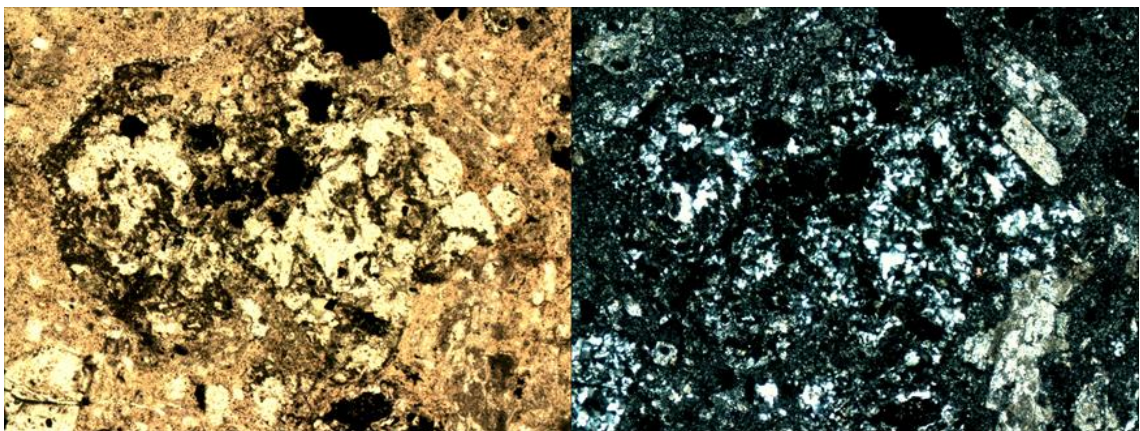


Figura 80: Big equant mineral completely replaced by microcrystalline quartz, along with argilized plagioclase in NP and NX, respectively. Long size image= 2,5 mm.

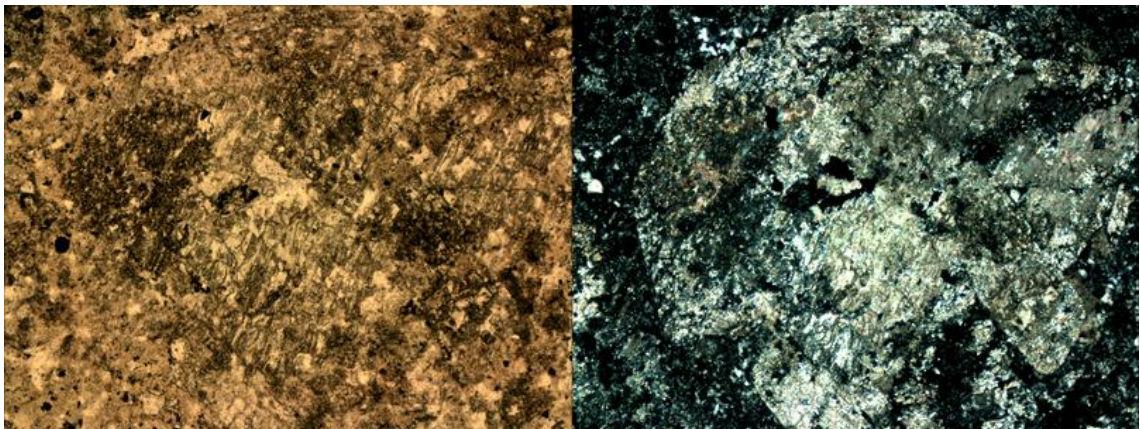


Figura 81: Big octagonal mineral totally altered to epidote, prehnite, clays, in NP and NX respectively. Long size image= 2,5 mm.

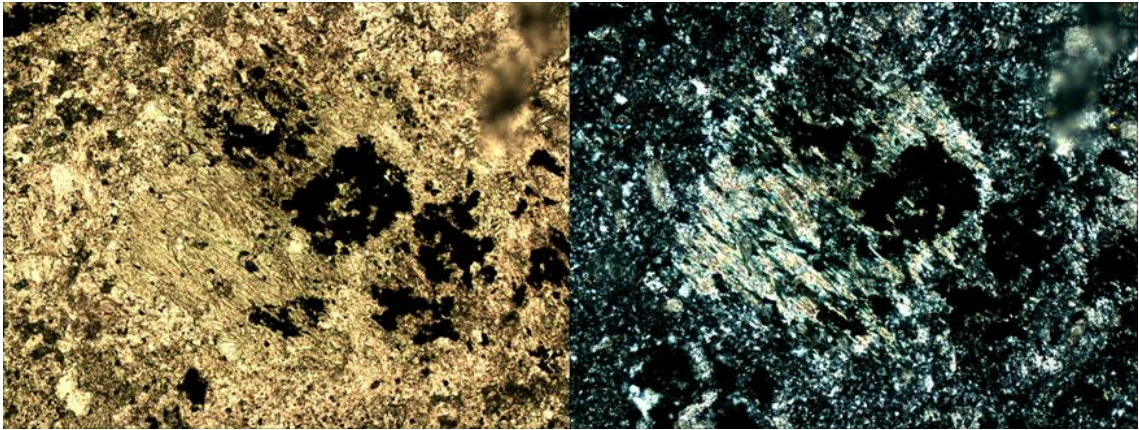


Figura 82: Possible hornblende altered to chlorite and epidote, in a crystalline mass of plagioclase, prehnite and microcrystalline quartz, in NP and NX, respectively. Long size image= 1 mm.

PANGAL PII-01

Rock with pervasive alteration of calcite-quartz-chlorite superimposed to an argillic alteration over possible feldspars. The protolith could correspond to a crystalline tuff or a subvolcanic body (porphyry), due to the big proportion of fractured crystals (or reabsorbed because of the intense alteration which they were exposed to), over a mass that appears crystalline, which could correspond to a primary crystallinity or caused by alteration.

The primary mineralogy includes feldspars ghosts, plagioclase, amphibole and minor biotite. A crystal of quartz non-altered was found (0,1 mm.).

The secondary mineralogy also includes pumpellyite and epidote.

Mineralogy

1. Primary mineralogy (2%)

Estimate based on habits and alteration mineralogy:

Feldspars and plagioclase (55%)

Hornblende 30%

Biotite 10%

Quartz 5%

2. Alteration Mineralogy (98%)

Calcite 40%

Microcrystalline quartz 28%

Clays 15%

Chlorite 9%

Pumpellyite 5%

Epidote 3%

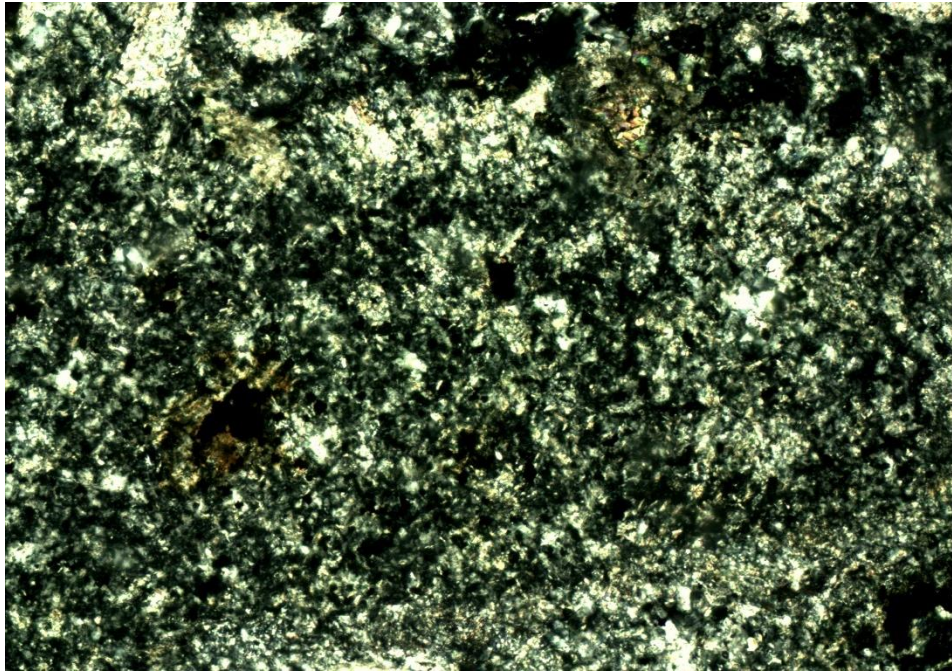


Figura 83: Alteration of microcrystalline quartz – calcite – epidote in NX. Long size image= 1 mm.

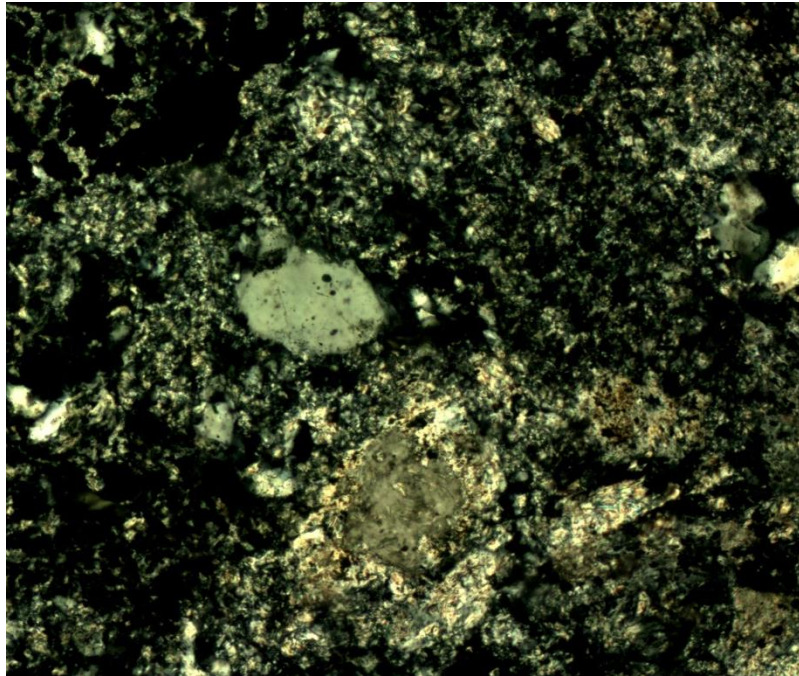


Figura 84: Unique crystal of non-altered quartz in NX. Long size image= 0,7 mm.

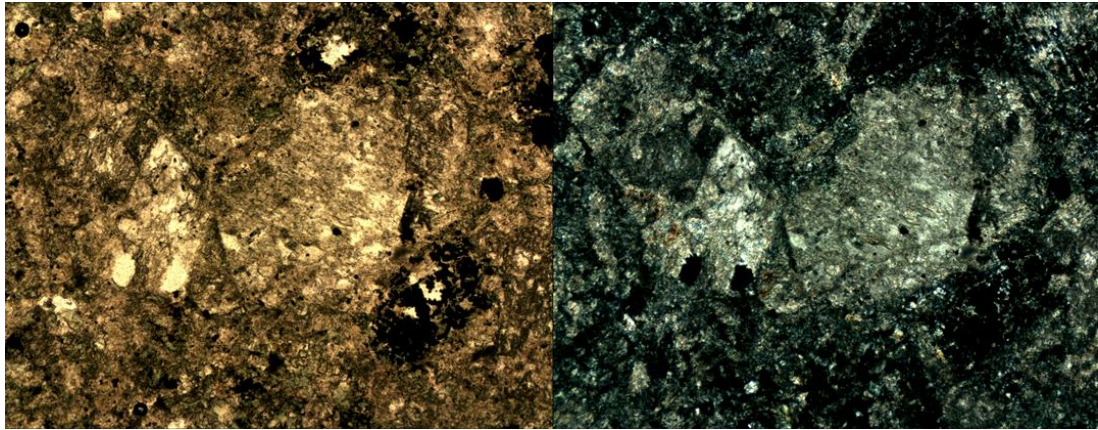


Figura 85: Primary mineralogy totally altered to calcite in NP and NX, respectively. Long side image= 2 mm.

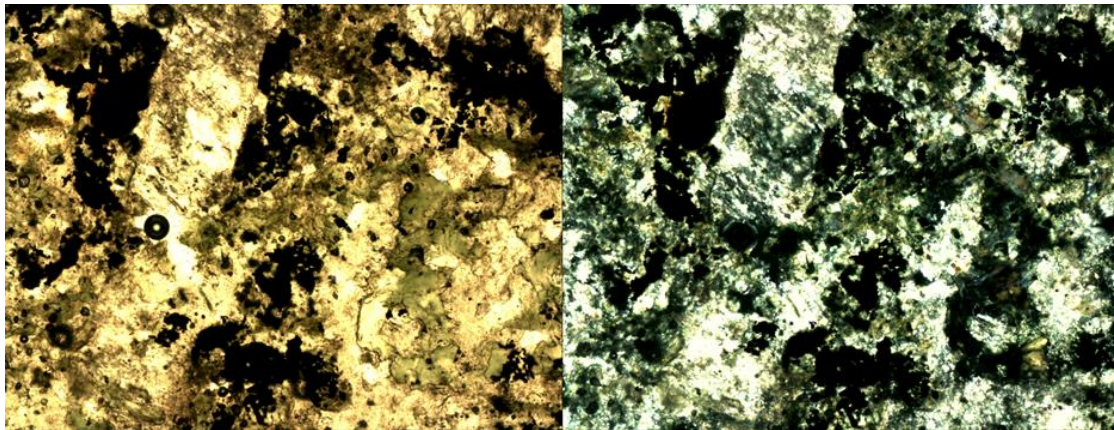


Figura 86: Pumpellyite-calcite altering primary minerals in big crystals and groundmass, in NP and NX, respectively. Long size image= 1 mm.

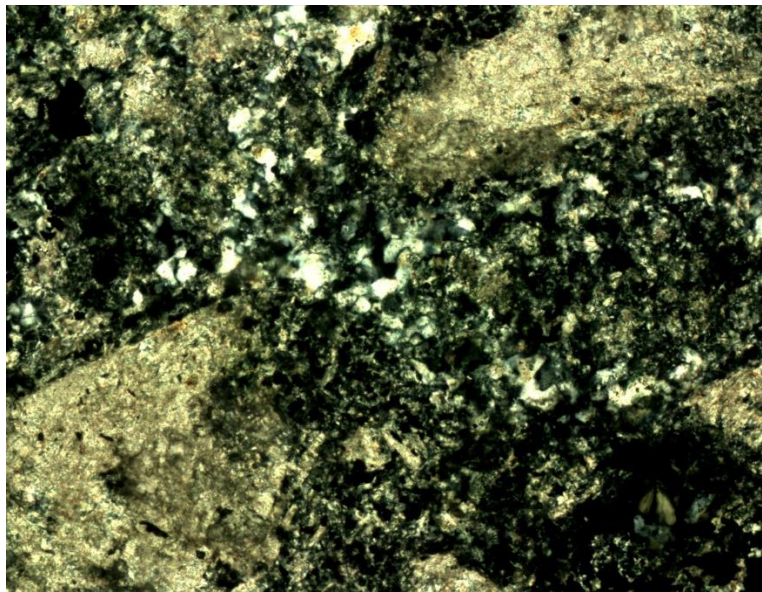


Figura 87: Microcrystalline quartz and chlorite altering the groundmass and argilized feldpars with calcite overimposed in NX. Long size image= 1,5 mm.

PANGAL PIII-02

Igneous volcanic rock (basalt) with porphyry texture, with a groundmass made-up of volcanic glass partially altered, plagioclase microlites, sometimes oriented (trachytic texture) and clinopyroxenes < 0,1 mm. which appear almost always altered to epidote. The phenocrysts are of plagioclase of up to 3 mm., they are zoned and with textures of sieve and glomerophyric. Also, it is observed a population of non identified phenocrysts, which have undulatory and concentric extinction and probably correspond to plagioclase with anomalous and unknown optic properties. The plagioclases, although they present reabsorption textures, do not appear frequently altered, except some which are altered to epidote.

The alteration mineralogy is almost exclusively in alteration of volcanic glass and clinopyroxenes in the groundmass. They are difficult to identify because of their small size (< 0,1 mm.), but seem to be principally epidotes, prehnites and chlorite-smectite.

Mineralogy

1. Primary mineralogy (70%)

Plagioclase: phenocrysts (10%) and microlites (50%)

Clinopyroxenes < 0,1 mm. (10%)

Unknown phase (10%)

Volcanic glass (20%)

2. Secondary mineralogy (30%)

Epidote (60%)

Chlorite-smectite (30%)

Prehnite (10%)



Figura 88: Unknown phase with undulatory extinction, in NP and two times in NX, respectively (showing extinction). Long size image= 2 mm.

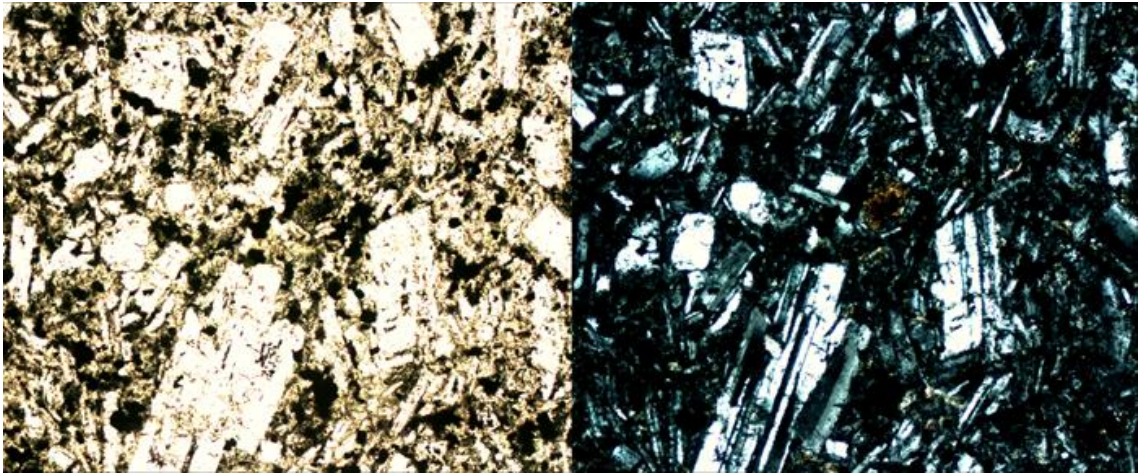


Figura 89: Greenish small clinopyroxene surrounded by plagioclase and volcanic glass partially altered, in NP and NX, respectively. Long size image= 1 mm.

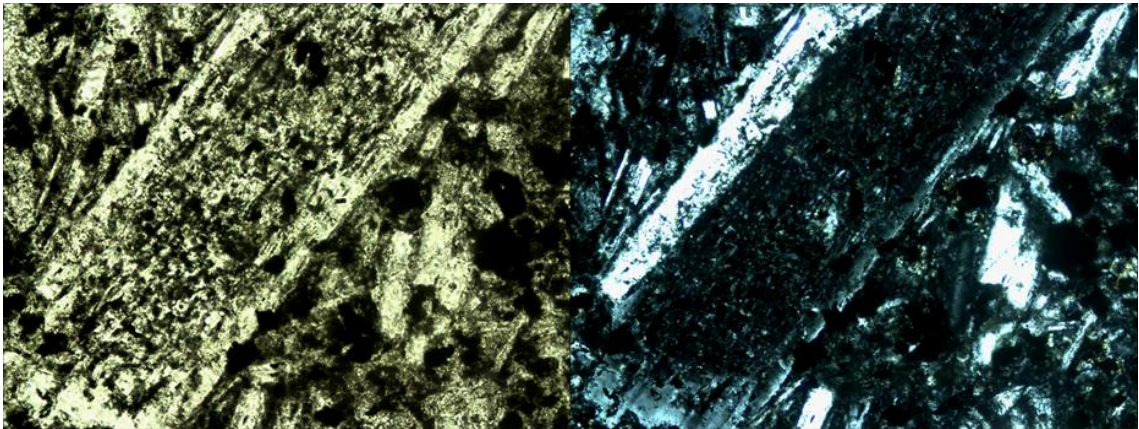


Figura 90: Plagioclase phenocryst with sieve texture, partially altered to epidote in NP and NX respectively. Long size image= 0,5 mm.

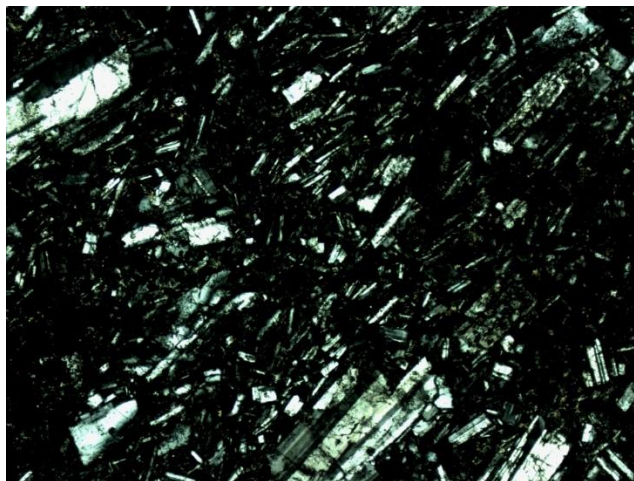


Figura 91: Plagioclase microlites oriented (trachytic texture) in NX. Long size image= 2 mm.

PANGAL PIII-01

Igneous volcanic rock (basalt) with porphyry texture. The groundmass is crystalline, formed by plagioclase microlites, crystals of size $<0,1$ mm. of clinopyroxene (sometimes altered to epidote) and some minerals $<0,1$ mm. which probably correspond to ceolites and smectites, which are altering volcanic glass. It presents phenocrysts of plagioclase and pyroxenes, and some possible hornblendes (they might be pyroxenes as well), the last totally replaced by clinozoicite. The phenocrysts of plagioclase range up to 4 mm. and present cumuloiphyre and reabsorption (sieve) textures, and they appear altered to epidote and clinozoicite. The unique source of pyroxenes without any alteration corresponds to the ones which are included in plagioclase phenocrysts (clinopyroxenes). One possible orthopyroxene with concentric extinction was found.

Mineralogy

1. Primary mineralogy (60%)

Plagioclase: phenocrysts (25%) and microlites (40%)

Clinopyroxenes: $<0,1$ mm. in the groundmass (8%), included in plagioclase (1%) and phenocrysts (9%)

Volcanic glass (12%)

Unknown phase (5%)

2. Secondary mineralogy (40%)

Ceolites and smectites (50%)

Epidote (20%)

Clinozoicite (30%)

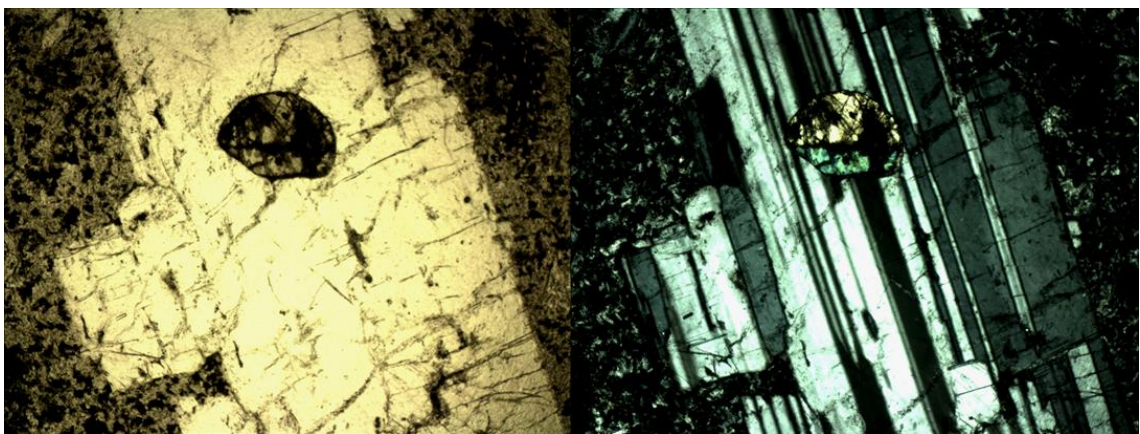


Figura 92: Inclusion of clinopyroxene in plagioclase phenocryst, in NP and NX, respectively. Long size image= 1 mm.

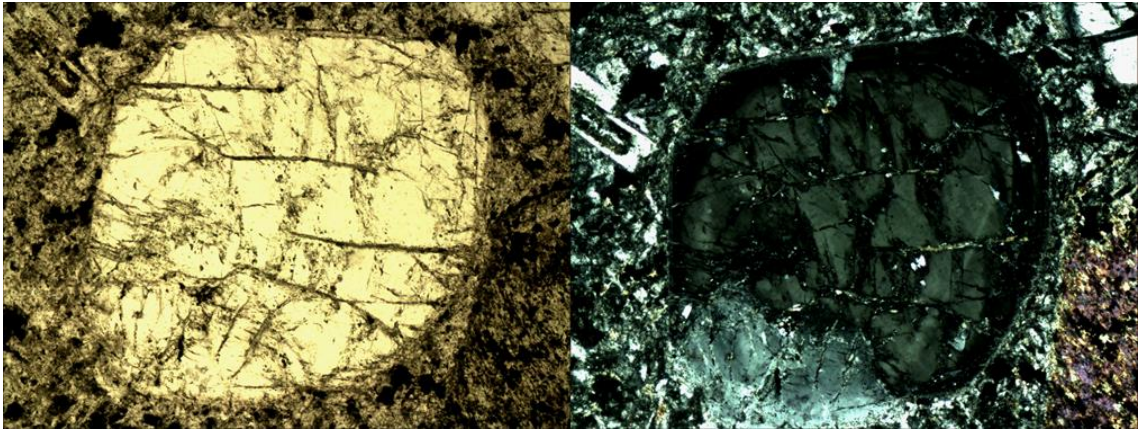


Figura 93: Possible orthopyroxene with concentric extinction, in NP and NX respectively. Long size image= 1 mm.

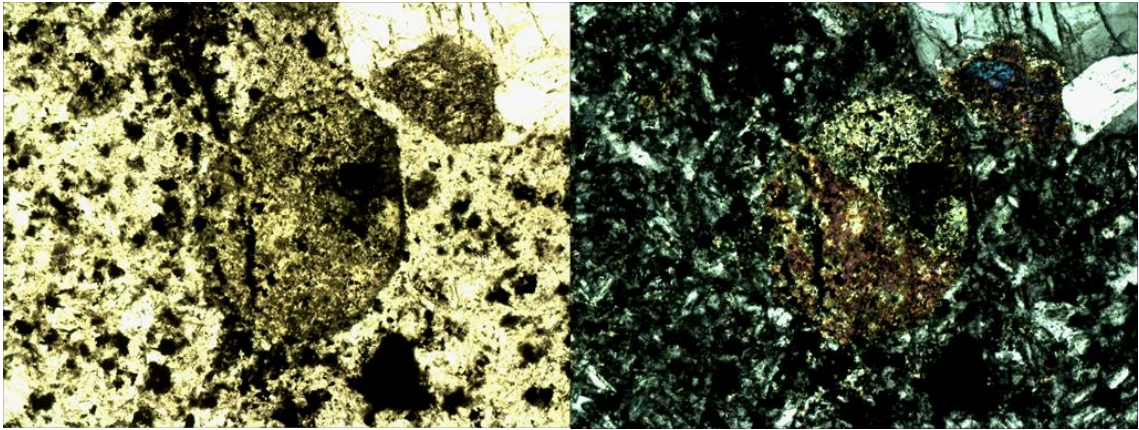


Figura 94: Clinopyroxene phenocryst in NP and NX, respectively. Long size image= 1 mm.

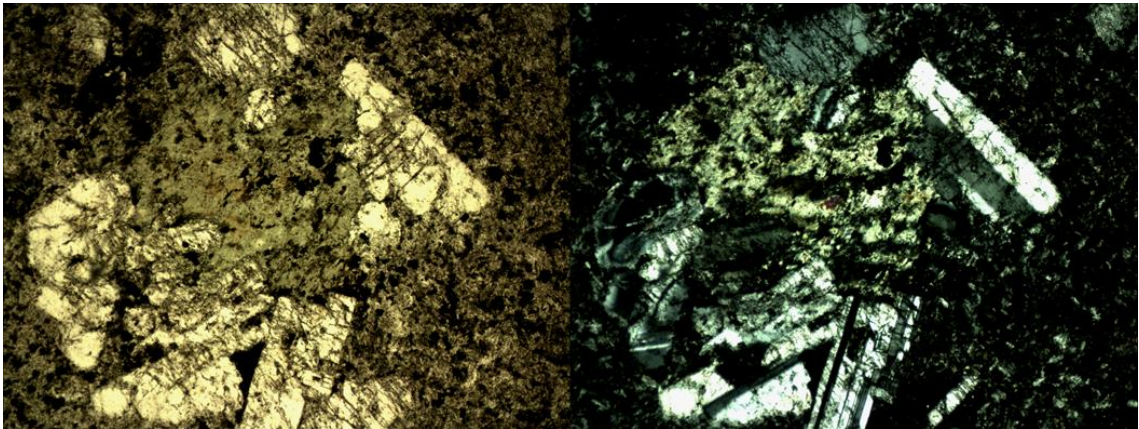


Figura 95: Plagioclase phenocrysts showing cumulo-phre textures and alteration to clinzoicite, in NP and NX, respectively. Long size image= 2 mm.

General comments

Broadly, the rocks present a pervasive calcic alteration / low grade metamorphism. The primary mineralogy conserves itself principally as ghost minerals, making the identification of minerals not as exact as it may be needed. For that purposes, it is suggested to continue with microscopy with better resolution and semi-quantitative responses: SEM (Scanning Electron Microscope) (prices and timing included at the end). With this alternative it is possible to quantify the (almost) exact amount of Cl in altered pyroxenes.

Best thin sections to analyze are PANGAL III-01 and PANGAL III-02, because more than half of the mineralogy corresponds to primary ones.

Thin sections PANGAL II-01 and PANGAL III-02 have almost no primary mineralogy, and instead present large proportions of clays and calcite, so that it may be very difficult to find pyroxenes and quartz. Nevertheless, these rocks are the most felsic ones, so they are the best chance on finding Be in quartz.

SEM prices: 1 UF/hour

SEM estimated time required: 3 hours (1 session)