



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

**EVALUACIÓN DE FACTORES QUE FAVORECEN LA GENERACIÓN DE
REMOCIONES EN MASA Y ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD EN EL
SECTOR VALLE LAS ARENAS, COMUNA SAN JOSÉ DE MAIPO,
REGIÓN METROPOLITANA**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en
cumplimiento de los requisitos para optar al Título de Geólogo/a

CONSUELO ANTONIA NÚÑEZ PÁEZ

PROFESOR GUÍA:

MARIAJOSÉ HERRERA OSSANDÓN

MIEMBROS DE LA COMISIÓN EVALUADORA DE EXAMEN:

CHRISTIAN SALAZAR

MATIAS PEÑA

SANTIAGO, CHILE

JUNIO, 2022

TABLA DE CONTENIDOS

1. INTRODUCCIÓN.....	x
1.1 Formulación del Problema.....	x
1.2 Hipótesis de Trabajo.....	xi
1.3 Objetivos.....	xii
1.3.1 Objetivo General.....	xii
1.3.2 Objetivos Específico.....	xii
2. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	xii
2.1 Etapa de Recopilación de Antecedentes.....	xii
2.1.1 Litología.....	xiii
2.1.2 Geomorfología.....	xiii
2.1.3 Factores condicionantes y gatillantes.....	xiii
2.1.4 Tipos de remoción en masa.....	xiv
2.1.5 Permafrost.....	xiv
2.1.6 Distribución del permafrost.....	xiv
2.2 Etapa de Procesamiento Digital y Análisis de Datos.....	xiv
2.2.1 Determinación de factores condicionantes.....	xv
2.2.2 Determinación de factores gatillantes.....	xix
2.3 Evaluación de susceptibilidad.....	xxi
3. MARCO TEÓRICO.....	xxiii
3.1 Remociones en Masa.....	xxiii
3.2 Clasificación de Remociones en Masa (Varnes, 1978).....	xxiii
3.2.1 Caídas de Roca.....	xxiv
3.2.2 Deslizamientos.....	xxv
3.2.3 Flujos.....	xxvi
3.2.4 Volcamiento (Toppling).....	xxvii
3.2.5 Extensiones Laterales.....	xxviii
3.2.6 Movimientos Complejos.....	xxix
3.3 Clasificación de Remociones en Masa (Hung et al., 2014).....	xxix
3.4 Factores Condicionantes de Remociones en Masa.....	xxxi
3.4.1 Geología y Geotecnia.....	xxxi
3.4.2 Geomorfología.....	xxxii

3.4.3 Hidrología e Hidrogeología.....	xxxii
3.4.4 Clima y Vegetación.....	xxxii
3.4.5 Actividad Antrópica.....	xxxiii
3.4.6 Degradación del Permafrost.....	xxxiii
3.5.1 Precipitaciones.....	xxxiv
3.5.2 Sismos.....	xxxv
4. MARCO GEOLÓGICO	xxxvi
4.1 Rocas Estratificadas.....	xxxvii
4.1.1 Formación Río Damas (Klohn, 1960).....	xxxviii
4.1.2 Formación Lo Valdés (González, 1963).....	xxxviii
4.1.3 Formación Colimapu (Klohn, 1960).....	xxxix
4.1.4 Formación Abanico (Aguirre, 1960).....	xl
4.2 Depósitos No Consolidados.....	xli
4.2.1 Depósitos Fluviales, Fluvioglaciales y aluviales.....	xli
4.2.2 Depósitos Lacustres.....	xli
4.2.3 Depósitos de Remociones en Masa.....	xli
4.2.4 Depósitos Coluviales.....	xlii
4.2.5 Depósitos Glaciales.....	xlii
4.3 Rocas Intrusivas.....	xliii
4.3.1 Intrusivos del Mioceno Inferior.....	xliii
4.3.2 Intrusivos del Mioceno Medio-Superior.....	xliii
4.4 Estructuras.....	xliv
5. MARCO GEOMORFOLÓGICO.....	xlvi
5.1 Unidades Geomorfológicas.....	xlvi
5.1.1 Cordillera Principal.....	xlvi
5.2. Geomorfología Glaciar.....	xlvi
5.2.1 Ambiente Periglacial.....	xlvi
5.3 Permafrost.....	xlvi
5.3.1 Capa Activa.....	xlvii
5.3.2 Permafrost en Los Andes.....	xlviii
5.3.3 Cambio Climático.....	xlix
5.4 Geomorfología Local.....	l

5.5 Clima.....	li
6. RESULTADOS	li
6.1 Evaluación de Factores Condicionantes	li
6.1.1 Geología y Geotecnia.....	lii
6.1.2 Geomorfología	liv
6.1.3 Hidrología e Hidrogeología.....	lx
6.1.4 Vegetación.....	lxi
6.1.5 Clima	lxiv
6.1.6 Actividad Antrópica	lxvii
6.1.7 Degradación del Permafrost.....	lxviii
6.2 Evaluación de Factores Gatillantes.....	lxxi
6.2.1 Precipitaciones	lxxi
6.2.2 Sismos	lxxvii
6.3 Proyecciones Climáticas	lxxx
7. EVALUACIÓN DE SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCIONES EN MASA.....	lxxxiii
7.1 Reclasificación de mapas temáticos de Factores Condicionantes	lxxxiii
7.1.1 Geología y Geotecnia.....	lxxxiv
7.1.2 Geomorfología	lxxxv
7.1.3 Pendiente	lxxxvi
7.1.4 Elevación y Crioclastia.....	lxxxvi
7.1.5 Permafrost	lxxxvii
7.2 Mapas de Susceptibilidad de Remociones en Masa	lxxxviii
7.2.1 Flujo de Detritos.....	lxxxix
7.3.2 Caída de Rocas	xc
7.3.3 Deslizamientos	xcii
7.3.4 Geliflujión	xciv
8. DISCUSIÓN	xcvii
9. CONCLUSIÓN	xcviii
Referencias	c
ANEXOS	cviii
ANEXOS I.....	cviii
ANEXOS II.....	cxiii

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1 Caídas de rocas, modificado de Corominas y Yagué (1997).	xxv
Figura 3.2 Deslizamientos traslacionales. Modificado de Corominas y Yagué (1997).	xxvi
Figura 3.3 Flujo canalizado (a) y flujo no canalizado (b), modificado de Cruden y Varnes (1996).	xxvii
Figura 3.4 Volcamiento en bloque (a y b), volcamiento flexural (c), modificado de Corominas y Yagué (1997) y Varnes (1978), respectivamente.	xxviii
Figura 3.5 Extensiones laterales, modificado de Sepúlveda y Lara (2008).	xxix
Figura 3.6 Relación entre factores condicionantes y tipos de remociones en masa (Hauser, 1993).	xxx
Figura 4.1 Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Fock (2005).	xxxvii
Figura 4.2 Perfil geológico del sector del Valle Las Arenas, modificado de Fock (2005). ..	xl
Figura 5.1 Esquema de Permafrost con sus términos principales. Modificado de Trombotto (2014).	xlvi
Figura 5.2 Períodos anuales de congelamiento y descongelamiento de la capa activa. Modificado de Trombotto (2014).	xlvi
Figura 6.1 Mapa Geológico de la zona de estudio, modificado de Fock (2005). Elaboración propia.	liii
Figura 6.2 Mapa de alteración hidrotermal presente en la zona de estudio. Elaboración propia.	liv
Figura 6.3 Mapa del factor Pendiente.	lv
Figura 6.4 Mapa de orientación de laderas presente en la zona de estudio.	lvii
Figura 6.5 Mapa de Elevación de la zona de estudio.	lviii
Figura 6.6 Mapa de redes hidrográficas y cuerpos de agua en el área de estudio.	lxi
Figura 6.7 Mapas del Índice de Vegetación Normalizada del área de estudio en el mes de febrero de 2021 (izquierda) y en el mes de julio de 2021 (derecha).	lxii
Figura 6.8 Mapa del catastro nacional de vegetación y usos de suelo, datos extraídos del sitio web de IDE Chile con fuente CONAF.	lxiii
Figura 6.9 Mapa de los tipos de clima encontrados en el área de estudio según Köppen-Geiger.	lxv
Figura 6.10 Gráfico de las temperaturas medias anuales entre los años 2000-2020 medidas en la estación meteorológica El Yeso Embalse, extraídas del sitio web CR2 y como fuente la DGA.	lxvi
Figura 6.11 Gráficos de las temperaturas anuales máximas (izquierda) y mínimas (derecha), entre los años 2000-2020, extraídas del sitio web CR2 y con fuente DGA.	lxvi

Figura 6.12 Gráficos de la Precipitación anual (izquierda) y mensual (derecha), entre los años 2000-2019, extraídas del sitio web CR2 y con fuente DGA.	lxvii
Figura 6.13 Mapa del Índice de Zonificación de Permafrost, con datos extraídos del mapa global propuesto por Gruber (2012).	lxx
Figura 6.14 Comparación de la Temperatura Superficial del Suelo (LST) entre los años 2014, 2017 y 2021.	lxx
Figura 6.15 Datos de la estación meteorológica El Yeso Embalse extraídos de la Dirección General de Aguas.	lxxi
Figura 6.16 Mapa de isoyetas del área de estudio, información extraída de DGA.	lxxii
Figura 6.17 Gráfico de las precipitaciones anuales medidas en El Yeso Embalse entre los años 1962-2019. Datos extraídos del sitio web CR2 con fuente DGA.	lxxiii
Figura 6.18 Gráfico de los períodos ENSO entre los años 1970-2009. Extraído de Comunidad Andina (2009).	lxxiv
Figura 6.19 Gráfico de las precipitaciones máximas anuales en 24 horas medidas en El Yeso Embalse entre los años 1962-2020. Información extraída de DGA.	lxxv
Figura 6.20 Mapa de sismos con magnitud sobre 5,5 en escala Richter y con un radio de 50 km entre los años 1958-2003.	lxxviii
Figura 6.21 Proyección climática de la temperatura modelo RCA4 – CORDEX. Fuente: Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia.	lxxxi
Figura 6.22 Proyección climática de la temperatura modelo RCA4 – CORDEX. Fuente: Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia.	lxxx
Figura 6.23 Proyección de límites de permafrost en el Valle Las Arenas según el aumento de temperatura anual del aire (MAAT), (1) permafrost limitado actualmente, (2) permafrost limitado con un aumento de 2°C, (3) permafrost limitado con un aumento de 4°C.	lxxxii
Figura 7.1 Mapa temático de Geología y Geotecnia, explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla.	lxxxiv
Figura 7.2 Mapa temático de Geomorfología, explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla.	lxxxv
Figura 7.3 Mapa temático de Pendiente, explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla.	lxxxvi
Figura 7.4 Mapa temático de Elevación explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla.	lxxxvii
Figura 7.6 Mapa temático de PZI (Índice de Zonificación del Permafrost), explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla.	lxxxviii
Figura 7.7 Mapa de Susceptibilidad de Flujos de Detritos en la zona del Valle Las Arenas con los datos obtenidos de la tabla correspondiente.	xc

Figura 7.8 Mapa de Susceptibilidad de Caída de Rocas en la zona del Valle Las Arenas con los datos obtenidos de la tabla correspondiente.....	xcii
Figura 7.9 Mapa de Susceptibilidad de Deslizamientos en la zona del Valle Las Arenas con los datos obtenidos de la tabla correspondiente.....	xciv
Figura 7.10 Mapa de Susceptibilidad de Geliflujión en la zona del Valle Las Arenas con los datos obtenidos de la tabla correspondiente	xcvi

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Posibles factores condicionantes para el análisis de susceptibilidad de remociones en masa. Extraído de Muñoz (2018), modificado de Lara (2007).....	xv
Tabla 2.2 Relación entre escala de trabajo y resolución espacial, Muñoz (2018). Modificado de Sepúlveda & Patiño (2016).	xvi
Tabla 2.3 Criterios de factores condicionantes Becerra & De Rurange (2018).	xvii
Tabla 2.4 Valores de NDVI, Gómez (2005)	xvii
Tabla 2.6 Factores condicionantes elegidos en este estudio.	xxi
Tabla 2.7 Ejemplo de comparación de pares con su error de consistencia, sus pesos y sus IS_n asociados para cada factor (Muñoz, 2018).	xxii
Tabla 3.1 Clasificación de remociones en masa (Varnes, 1978).....	xxiv
Tabla 3.2 Escala de velocidad de remociones en masa (Cruden y Varnes, 1996).	xxiv
Tabla 3.3 Tipos de flujos según Varnes (1978).	xxvii
Tabla 3.4 Resumen actualizado de clasificación propuesta por Varnes (1978) y modificada por Hungr <i>et al.</i> , (2014).	xxx
Tabla 3.6 Efectos de la saturación por precipitaciones.	xxxv
Tabla 3.7 Tipos de remociones en masa generadas por sismos (Keefer, 1984; Rodriguez <i>et al.</i> , 1999).	xxxvi
Tabla 6.1 Descripción de las geoformas observadas en el área de estudio.	lix
Tabla 6.2 Eventos históricos de los fenómenos El Niño y La Niña. Extraído del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de La Armada (SHOA).	lxxiv
Tabla 6.3 Comparación entre fenómenos del Niño y la Niña con fases lluviosas y secas entre los años 1982-2016. Extraído de ODEPA (2016).....	lxxv
Tabla 6.4 Información de sismos ubicados en un radio de 50 km del área de estudio con sus respectivos eventos de remoción en masa. Información extraída del catálogo de sismos NEIC.	lxxix
Tabla 7.1. Factores Condicionantes que evaluar y su respectiva descripción.	lxxxiii

Tabla 7.2 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor geología y geotecnia.	lxxxiv
Tabla 7.3 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor condicionante geomorfológico.....	lxxxv
Tabla 7.4 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor Pendiente.	lxxxvi
Tabla 7.5 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor condicionante Elevación y Crioclastia.	lxxxvi
Tabla 7.7 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor condicionante Permafrost.	lxxxvii
Tabla 7.8 Comparación de pares, error y ponderación para realizar el mapa de susceptibilidad de Flujos de Detritos.....	lxxxix
Tabla 7.9 Comparación de pares, error y ponderación para realizar el mapa de susceptibilidad de Caída de Rocas.	xc
Tabla 7.10 Comparación de pares, error y ponderación para realizar el mapa de susceptibilidad de Deslizamientos.....	xciii
Tabla 7.11 Comparación de pares, error y ponderación para realizar el mapa de susceptibilidad de Geliflujión.....	xcv
Tabla I.1. Justificación de pares del factor condicionante Geología.	cviii
Tabla I.2 Justificación de pares del factor condicionante Geomorfología.	cix
Tabla I.2 Continuación de justificación de pares del factor condicionante Geomorfología. .	cx
Tabla I.3 Justificación de pares del factor condicionante Pendiente.....	cx
Tabla I.4 Justificación de pares del factor condicionante Elevación y Crioclastia.....	cx
Tabla I.5 Justificación de pares del factor condicionante Permafrost.	cxii
Tabla II.1 Justificación de comparación de pares para la remoción en masa Flujo de Detritos.	cxiii
Tabla II.2 Justificación de comparación de pares para la remoción en masa Caída de Rocas.	cxiii
Tabla II.3 Justificación de comparación de pares para la remoción en masa Deslizamientos.	cxiv
Tabla II.4 Justificación de pares para la remoción en masa Geliflujión.....	cxiv

EVALUACIÓN DE FACTORES QUE FAVORECEN LA GENERACIÓN DE REMOCIONES EN MASA Y ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD EN EL SECTOR VALLE LAS ARENAS, COMUNA SAN JOSÉ DE MAIPO, REGIÓN METROPOLITANA

Las remociones en masa durante los últimos años han afectado repetitivamente a diversas zonas de la zona central de Chile, debido a esto un estudio que delimite las zonas de alta, media y baja susceptibilidad, se hace necesario. Sumado a esto, el cambio climático genera grandes cambios en zonas cordilleranas del país, como lo es el Valle Las Arenas, donde existe suelo perennemente congelado (permafrost), estos cambios podrían aumentar la susceptibilidad de cuencas cordilleranas.

Para resolver esta problemática, en primer lugar, se realiza un análisis de los factores que condicionan el Valle Las Arenas en la comuna San José de Maipo, región Metropolitana. La metodología utilizada para evaluar la susceptibilidad del área es un análisis jerárquico de procesos (AHP), comparando entre sí los factores condicionantes. Esta comparación se logra mediante el estudio exhaustivo de los factores y se puede realizar en diversos tipos de cuencas. Por otro lado, se analizan los factores gatillantes como precipitaciones y sismos, que podrían afectar la zona de estudio.

En segundo lugar, para abarcar la problemática del calentamiento global se realizan simulaciones climáticas con modelos ya establecidos, en este caso se ha elegido el modelo *CORDEX* (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment), esto debido a que proyecta de manera más acertada los datos en zonas cordilleranas. Así, se logra representar el cambio en la delimitación del permafrost, temperaturas medias anuales y precipitaciones hasta el año 2095, con escenarios menos y más desfavorable de emisión de gases invernadero.

Con los resultados finales podemos establecer que el Valle Las Arenas posee factores que favorecen la generación de remociones en masa, como la geología y la geomorfología, así como también la degradación del permafrost de manera progresiva aumenta la susceptibilidad del área de estudio, mediante las simulaciones climáticas se observa una disminución de la extensión del permafrost, lo que significaría un aumento de la zona con mayor susceptibilidad.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del Problema

El concepto de remoción en masa corresponde a todo aquel movimiento ladera debajo de una masa de rocas, detritos, tierras o mezclas de las anteriores en distintas proporciones generados por una serie de factores gatillantes (Hauser, 1993) y en los cuales el movimiento descendente está controlado fundamentalmente por efectos de la gravedad (Cruden, 1991). Una de las principales características geomorfológicas de los Andes Centrales son sus grandes deslizamientos en masa con volúmenes que superan los $10^6 m^3$. Estos deslizamientos han sido últimamente identificados a los 32-33° S de latitud en los Andes Centrales (Salomon, 1969; Abele, 1984; Chiu, 1991; Moreno *et al.*, 1991; Pereira, 1995; Espizúa, 1993).

El mecanismo gatillante principal de estos eventos que ocurren en zonas de alta montaña, no se tiene muy claro, con teorías que van desde un fallamiento casi inmediato luego del retroceso de un glaciar hasta una ruptura producida un largo tiempo después de la desglaciación debido a una relajación en las condiciones de stress de la roca y meteorización (Poschinger, 2002; González Díaz, 2003, 2005); degradación del permafrost y descongelamiento durante el Holoceno (Abele, 1974, 1984) y un gatillante sísmico de magnitudes superiores a 4 (Moreiras, 2005; Antinao & Gosse, 2009; Moreiras y Sepúlveda, 2015). Poco se sabe de la degradación del permafrost asociada a eventos de remoción en masa, este factor es provocado principalmente por cambios en las condiciones climáticas tendientes al calentamiento global, y que influye en la desestabilización de las laderas en las zonas de alta montaña (Moreiras *et al.*, 2019).

Cabe mencionar que, el permafrost hace referencia a material litosférico que permanece permanentemente a 0°C o menos, durante dos o más años consecutivos, por lo tanto, esta zona puede, pero no necesariamente necesita contener agua o hielo (French, 2007). Estos, se distribuyen en regiones polares y montañosas, como en la Cordillera de Los Andes. Se ha estudiado que el factor principal que condiciona la formación, persistencia y degradación de este, es el clima, mientras que características como la distribución, temperatura y espesor son afectados por cambios naturales y actividad antropogénica, los cuales generan alteraciones en el régimen térmico del suelo (Ahumada, 2007).

Estudios recientes afirman que, en zonas con calentamiento continuo del aire y la consecuente elevación de la isoterma 0°C, se han generado remociones en masa en los Andes centrales (31°S), debido a la degradación del permafrost en el sector (Vergara *et al.*, 2019). Otro factor asociado a la degradación mencionada es el engrosamiento y saturación de la capa que se encuentra en la zona superior del permafrost, llamada capa activa. La capa superficial sufre ciclos estacionales de deshielo, esto, sumado a la sobresaturación del sedimento causado por la degradación del permafrost, provocan que el suelo pierda su resistencia y se generen planos de cizalle, iniciando flujos de diversas características (Highland y Bobrowsky, 2008).

Las zonas de alta montaña, con permafrost discontinuo o insular, están modificándose actualmente a una velocidad alarmante, lo que genera un aumento en la inestabilidad de las laderas y paredes rocosas, por lo que sectores en niveles topográficos inferiores, pueden verse afectados por posibles deslizamientos (Ahumada, 2007). Debido a esto, el sector de Valle Las Arenas se ubica en la Cordillera de Los Andes, aproximadamente 70 km al oriente de Santiago, y reúne las condiciones ideales para la formación de este fenómeno.

El calentamiento global de los últimos años ha incidido intensamente en regiones glaciales y periglaciales de alta montaña del mundo, indicando una tasa acelerada de cambio (Haeberli y Beniston, 1998). El permafrost reacciona rápidamente a los aumentos de temperatura debido a su relación directa con el punto de fusión (Watson y Haeberli, 2004), esto podría producir la desaparición de glaciares de montaña y el descongelamiento de permafrost.

Debido a que los peligros de remoción en masa en zonas de alta montaña se asocian a glaciares y permafrost, y que estos, aumentan su inestabilidad debido al rápido avance del cambio climático, es necesario realizar este estudio en la zona cordillerana de la región Metropolitana.

1.2 Hipótesis de Trabajo

- ♦ Las zonas cordilleranas reúnen factores que favorecen el desarrollo de remociones en masa. El Valle Las Arenas presenta un importante conjunto de factores que aumentan la susceptibilidad del sector. Esto, sumado a la progresiva degradación del permafrost local, analizado como factor condicionante, ha provocado un aumento de las remociones en masa.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

- ♦ Reconocer la influencia de la degradación del permafrost como factor condicionante en la generación de remociones en masa en el Valle Las Arenas, comuna San José de Maipo, región Metropolitana.

1.3.2 Objetivos Específico

- ♦ Caracterizar y definir litologías presentes en la zona de estudio.
- ♦ Reconocer y describir geomorfologías existentes en el área.
- ♦ Clasificar y determinar factores condicionantes y gatillantes de eventos de remociones en masa.
- ♦ Reconocer eventos de remoción en masa presentes en la zona de estudio.
- ♦ Identificar la influencia de la degradación del permafrost en remociones en masa locales.
- ♦ Delimitar los posibles sectores con presencia de permafrost en el área de estudio.
- ♦ Elaborar mapas temáticos de los factores condicionantes clasificados anteriormente.
- ♦ Elaborar un mapa de susceptibilidad de remociones en masa predominantes en el sector Valle Las Arenas.

2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología propuesta para llevar a cabo el análisis en el área de estudio está compuesta de una primera etapa de recopilación de antecedentes y revisión de información bibliográfica asociada al área de estudio. Posteriormente, se realiza un análisis de los datos obtenidos, que serán previamente seleccionados, para así proceder a su evaluación final utilizando la metodología propuesta por Muñoz (2018) con el fin de calcular el índice de susceptibilidad del tipo de movimiento predominante en el área de estudio.

2.1 Etapa de Recopilación de Antecedentes

Esta etapa considera la recopilación bibliográfica de trabajos realizados anteriormente en la zona de estudio. Esto con el fin de reconocer los rasgos geológicos, generales, tales como la ubicación y vías de acceso, climatología, precipitaciones, entre otros, y antecedentes geomorfológicos. Asimismo, revisar documentos académicos sobre los tipos de remociones en masa, factores condicionantes y gatillantes que generan estos eventos, con mayor énfasis en la información sobre el permafrost y cómo afecta la degradación de éste en el peligro geológico mencionado anteriormente. De esta manera, la información seleccionada de la revisión bibliográfica es:

2.1.1 Litología

La información litológica presente en la zona de estudio se reconoce a través de antecedentes geológicos realizados previamente. La fuente es principalmente el mapa geológico de Fock (2005), e información de González (2010), estos antecedentes son modificados en el software ArcGis 10.5 con el objetivo de apoyar el entendimiento de la geomorfología presente en la zona de estudio.

2.1.2 Geomorfología

En este aspecto, utilizamos la información obtenida por González (2010) quien realiza un estudio geomorfológico en el sector inicial del Valle Las Arenas. Para complementar este trabajo, se hace una revisión exhaustiva de imágenes satelitales de la zona, mediante el software Google Earth Pro. Para ubicar las vías de acceso y realizar un mapa de ubicación de la zona, se utiliza el mismo software mencionado.

2.1.3 Factores condicionantes y gatillantes

Los factores tanto condicionantes como gatillantes de remociones en masa se clasificaron según estudios anteriores, particularmente la metodología de Muñoz (2018). Por otro lado, para el efecto de la degradación del permafrost sobre estos eventos, se recopiló información de estudios que proponen un vínculo con las remociones en masa (Allen *et al.*, 2017; Moreiras *et al.*, 2019). En la etapa de análisis de los datos, se detalla la metodología utilizada para cada factor.

2.1.4 Tipos de remoción en masa

Los tipos de remoción en masa se clasificaron según Cruden y Varnes (1996), esta clasificación es la más aceptada actualmente y es aplicada en diversos estudios de remoción en masa, incluso en trabajos recientes con ligeros cambios (Hungry *et al.*, 2014), los cuales son explicados detalladamente en este estudio.

2.1.5 Permafrost

El efecto de la degradación del permafrost en la generación de remociones en masa ha sido estudiado por diversos autores (Allen *et al.* 2017; Moreiras *et al.*, 2019), esta recopilación bibliográfica es revisada detalladamente en este punto.

2.1.6 Distribución del permafrost

Para analizar la distribución y los cambios del permafrost local, se utilizará un mapeo de zonificación de permafrost (Gruber, 2012), el cual se lleva a cabo mediante datos de temperatura media anual del aire (MAAT) de diversos años, factores criogénicos y la topografía del talud. Esto se realiza con el fin de visualizar la distribución del permafrost en la zona de estudio a través del software ArcGis 10.5. Si bien estos datos se realizaron a una distancia mayor, estudios recientes demuestran que este mapa de descarga libre es bastante efectivo en zonas sin estudios previos y sin una visita a terreno, incluso en sectores acotados (Schmid *et al.*, 2015).

2.2 Etapa de Procesamiento Digital y Análisis de Datos

En esta posterior etapa se complementan los datos obtenidos, mediante un análisis detallado de imágenes satelitales, reconocimiento de litologías y estructuras que se encuentran en la zona de estudio. Además, diferenciación de rocas y suelos, identificación de redes de drenaje, índices de humedad y vegetación, condiciones antrópicas, aspectos climáticos, tanto temperaturas como precipitaciones, análisis morfométrico y distribución del permafrost en el área. Estos análisis son necesarios para determinar las condiciones de cada ladera, y así conocer el grado de inestabilidad en ellas, ya que pueden propiciar eventos de remociones en masa. En esta etapa, además se identificarán y mapearán las distintas geoformas del Valle Las Arenas que puedan aumentar la susceptibilidad de la zona y así se facilitará la siguiente etapa.

Para realizar este análisis necesariamente se evaluarán factores condicionantes y gatillantes, los cuales son detallados a continuación:

2.2.1 Determinación de factores condicionantes

Con el fin de determinar los factores condicionantes de eventos de remoción en masa que se presentan en el área de estudio, se analizarán los rasgos geomorfológicos, mediante un análisis morfométrico para obtener parámetros cuantificables como elevación, pendiente y orientación de laderas, además se estudiará la vegetación, litología, clima y degradación del permafrost.

Tabla 2.1 Posibles factores condicionantes para el análisis de susceptibilidad de remociones en masa. Extraído de Muñoz (2018), modificado de Lara (2007).

Factor	Condición de influencia o categorías
Geomorfología	Morfologías y sus procesos morfogenéticos asociados
Pendiente	Pendiente de laderas y pendiente de canales de drenaje
Geología	Características geológicas del área de estudio
Geotecnia	Características geotécnicas del material
Antecedentes	Aluviones declarados en las cuencas
Vegetación	Densidad de vegetación
Nieve	Acumulación de nieve
Orientación	Exposición al Sol
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas y obstrucción de canal de drenaje
Morfometría	Hipsometría, pendiente, densidad de drenaje, entre otros
Elevación	Procesos desestabilizadores asociados con la altitud
Curvatura	Superficie cóncava, plana o convexa

2.2.1.1 Análisis Morfométrico

Los parámetros morfométricos, mencionados anteriormente, se evaluarán mediante mapas de elevación, orientación de laderas y pendientes. Se utilizarán modelos de elevación digital (DEM), ALOS PALSAR (2007), los cuales se obtienen desde el sitio web de Alaska Satellite Facility (search.asf.alaska.edu), los que serán trabajados en el software ArcGis 10.5 mediante herramientas de análisis 3D para clasificarlos según distintos autores. A continuación, se explicará la relevancia de cada análisis y su respectiva metodología.

Elevación

Para calcular la elevación de este parámetro, se utilizan los DEM (ALOS PALSAR, 2007), mediante el software ArcGis 10.5 con la herramienta de análisis en 3D. Este proceso da como resultado un mapa indicativo de las altitudes de la zona, esto es importante, ya que los sectores que se encuentren cercanos con diferencias de altura muy abruptas son ambientes propicios

para generar eventos de remoción en masa. En este caso se le asignó un rango específico entre las cotas del mapa resultante de 100 metros.

Pendiente de laderas

Para realizar el mapa de pendientes de laderas, se utilizan los DEM mencionados anteriormente y la misma herramienta de análisis 3D en el software ArcGis 10.5. La pendiente define el ángulo entre el vector normal a la superficie y la vertical (Cardozo, 2013). La relevancia de este parámetro se relaciona con la cohesión del material, dado que, a mayor pendiente, la gravedad aumenta y dificulta la cohesión. De esta manera, valores bajos de pendiente pueden corresponder a pedimentos, y en el lado contrario, valores altos de pendiente pueden indicar relieves escarpados y seccionados por sistemas fluviales (Aguilar *et al.*, 2013). El intervalo utilizado para clasificar los ángulos de las laderas se realizó en base a lo propuesto por los autores Becerra & De Rurange (2018).

Cabe destacar que, al realizar un mapa de pendientes mediante un DEM, se debe considerar la relación entre resolución espacial y la escala de trabajo. (Tabla 2.2)

Tabla 2.2 Relación entre escala de trabajo y resolución espacial, Muñoz (2018). Modificado de Sepúlveda & Patiño (2016).

Nivel de escala	Escala de trabajo	Resolución espacial (m)
-	1:X	X/2000
Nacional	1:500.000 a 1:1.000.000	>100
Regional	1:100.000 a 1:500.000	50 a 100
Media	1:25.000 a 1:100.000	12,5 a 50
Local	1:10.000 a 1:25.000	5 a 12,5
Detalle	1:5.000 a 1:10.000	<5

Orientación de laderas

De la misma forma que en los aspectos anteriores, la orientación de laderas se calcula mediante modelos de elevación DEM y utilizando la misma herramienta de análisis 3D en ArcGis 10.5. La orientación de laderas es importante, ya que define la exposición de estas al sol, controlando la cantidad de vegetación presente, el grado de humedad del suelo, los procesos de meteorización y evita la degradación progresiva del permafrost. Esto se da ya que existen diferencias entre laderas umbrías, las cuales tienen menor vegetación y humedad, siendo más propensas a amenazas; y solanas (García-Ruiz, 1990). La clasificación utilizada, al igual que en el parámetro de pendientes, es en base a lo propuesto por Becerra & De Rurange (2018).

Tabla 2.3 Criterios de factores condicionantes Becerra & De Rurange (2018).

Variable	Caracterización	Clases de referencia/enfoque determinístico				
		0-10	10-20	20-30	30-45	45-90
Pendiente	Grados	0-10	10-20	20-30	30-45	45-90
Exposición	Orientación	Sur	Sureste-Suroeste	Este-Oeste	Noreste-Noroeste	Norte
Dinámica de vertiente	Forma-Proceso	Cóncavo, depositación	Convexo	Declive	Sector rectilíneo	Free faces, caralibre
Geología	Unidades litológicas superficiales	Depósitos aluviales y coluviales no consolidados	Depósitos fluvioglaciales y fluvialuvionales no consolidados	Rocas con alteración hidrotermal	Rocas volcánicas plioceno-mioceno. Rocas volcánicas y sedimentarias plioceno-pleistoceno	Rocas volcánicas y coladas de lava pleistoceno-holoceno
Vegetación	Vigor	Nulo	Bajo	Medio	Alto	Muy Alto

2.2.1.2 Geomorfología

Reconocer rasgos morfológicos como remociones en masa antiguas, crioformas, escarpes, zonas de arranque, entre otros. Es necesario para nuestro análisis de la susceptibilidad del área de estudio, para esto se trabaja con información previa (González, 2010) y se confeccionará un mapa de una escala 1:50.000, reconociendo las geomorfologías mencionadas anteriormente. El software donde se realizará el mapa es ArcGis 10.5.

2.2.1.3 Vegetación

La presencia de vegetación se asocia a la estabilidad de pendientes, debido a que regula y reduce la escorrentía y a su vez, disminuye la energía cinética del agua. Mediante el uso del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada o NDVI (Tucker, 1979), se obtendrá su distribución. Para calcular este índice se deben utilizar imágenes del satélite Landsat 8 correspondientes a las bandas 5 (NIR) y 4 (Red). Este índice se utiliza como indicador para la presencia de vegetación y de suelo, siendo el valor mínimo -1, un suelo sin vegetación, y el valor máximo +1, suelo con vegetación. El NDVI se obtiene mediante una fórmula (Figura 2.1), la cual contempla parámetros como luz infrarroja cercana (NIR) y luz roja visible (RED).

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}$$

Fórmula para el cálculo del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (Tucker, 1979)

En este estudio los valores del NDVI se clasifican en base a Gómez (2005), detallados en la siguiente tabla.

Tabla 2.4 Valores de NDVI, Gómez (2005)

Tipo de objeto	Valor NDVI
Vegetación densa	> 0,4
Vegetación media	0,2 - 0,4
Vegetación ligera	0,1 - 0,2
Sin vegetación	< 0,1

2.2.1.4 Geología

A modo de discriminar de mejor manera las litologías presentes en el área de estudio, se realiza una combinación de bandas multiespectrales en imágenes satelitales ASTER, las bandas que se combinarán son 6 (SWIR), 3 (VNIR) y 1 (VNIR), esta permite diferenciar los tipos de rocas, además ayuda con interpretaciones estructurales. La relevancia de utilizar estas imágenes es que detectan zonas con alteración hidrotermales, que podrían aumentar la susceptibilidad del sector para la generación de remociones en masa. Las imágenes se obtuvieron del sitio web del Servicio Geológico de Estados Unidos (*earthexplorer.usgs.gov*).

2.2.1.5 Clima

Se utilizarán las temperaturas extremas y medias, así como también las precipitaciones, las que se extraerán de estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. La estación más cercana y con mayor cantidad de datos corresponde a la estación El Yeso Embalse, proveniente de la Dirección General de Aguas. Sin embargo, los datos son extraídos desde el sitio web Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR^2) (*explorador.cr2.cl*), entre los años 1962 y 2020, la fuente de estos datos es la Dirección General de Aguas, mencionada anteriormente. Con respecto al clima en general en la zona, se determina mediante la clasificación de Köppen-Geiger, utilizando la información recabada por Sarricolea *et al.*, 2017. Estos datos son extraídos de un mapa con escala de 1:1.500.000, del sitio web de IDE CHILE (*ide.cl*).

2.2.1.6 Degradación del Permafrost

Para determinar la distribución del permafrost se realizará un análisis con datos obtenidos del sitio web de la Universidad de Zúrich (*geo.uzh.ch/microsite/cryodata/pf_global*) realizado por Gruber (2012). De esta manera, el Índice de Zonificación de Permafrost o PZI, entregará de forma general los sectores con posible presencia de permafrost. Este mapa delimita las áreas con presencia de suelos congelados mediante temperatura media anual del airea (MAAT) y factores criogénicos. Las capas se analizan en el software ArcGis 10.5, donde se visualizan colores amarillos,

pertenecientes a permafrost que se presentan solo en condiciones ambientales ideales (susceptibles a degradación), y azules, correspondientes a permafrost presente en casi todas las condiciones (permafrost profundo). Esto es debido a que, el permafrost es bastante susceptible a los cambios climáticos, naturales y antropogénicos (Ahumada, 2007).

A pesar de que este índice (PZI) se realiza a una escala global, estudios llevados a cabo por los autores Schmid et al., 2015, confirman la precisión y eficacia de este mapa, y recomiendan utilizarlo en sectores de limitado acceso y pocos antecedentes. Luego de este análisis, se evaluarán las zonas de interés mediante un mapeo general con el software Google Earth Pro, apoyado por inventarios ya mapeada de glaciares nacionales pertenecientes a la Dirección General de Aguas, esto con el fin de ubicar sectores con evidencias de permafrost, como glaciares rocosos.

Posteriormente, se hará un análisis de imágenes satelitales (Landsat 8, además de las bandas utilizadas para calcular el NDVI, se utilizará la banda 10 como térmica), para definir el índice espectral llamado Temperatura Superficial Diaria o LST, mediante herramientas del software ArcGis 10.5, como “Raster Calculator” utilizando la fórmula observada en la figura 2.2. Este índice hace posible la medición de los cambios temporales de microclimas y los efectos del calor en la zona de estudio. En este estudio, se realizará el análisis de estas imágenes satelitales en zonas que presenten temperaturas menores a 0°C, así se visualizarán los efectos del cambio de la temperatura en zonas posiblemente de permafrost. La fórmula toma en cuenta parámetros como temperatura de brillo (BT), emisividad (ϵ), entre otros.

Finalmente, para observar los cambios de temperatura posiblemente relacionados con la degradación del permafrost, se analizarán datos de temperatura medidos en estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio pertenecientes a la DGA entre los años 2000 y 2021.

$$TS = \frac{BT}{\left\{1 + \left[\left(\frac{\lambda BT}{\rho}\right) * \ln \epsilon_{\lambda}\right]\right\}}$$

Fórmula para calcular la temperatura superficial

2.2.2 Determinación de factores gatillantes

Para determinar los factores gatillantes, se analizará el registro de precipitaciones mensuales como anuales, en un período determinado de tiempo. También se analizará la sismicidad de la zona para el factor sísmico. Por último, se evaluarán factores que generen grandes cambios en la zona de

permafrost, como la alta actividad antrópica, cambio climático, como aumento de temperatura, disminución de la precipitación y cambios en la vegetación.

2.2.2.1 Precipitaciones

Las precipitaciones son uno de los factores gatillantes más reconocidos de remociones en masa. Por lo tanto, se analizarán los datos obtenidos de la Dirección General de Aguas, mediante la estación meteorológica más cercana y que posee mayor densidad de datos, El Yeso Embalse, contiene datos desde 1930-2021. Con respecto a ese rango, se eligió realizar un análisis desde 1963 al 2020, como se mencionó anteriormente los datos utilizados serán mensuales y anuales.

Con los datos obtenidos, se realizan gráficas básicas en el software Microsoft Excel para visualizar los meses y años con mayor precipitación y así asociarlos a eventos de remoción en masa. Cabe destacar que se analizará los períodos ENSO (El Niño – Oscilación del Sur) y las fases secas/lluviosas.

2.2.2.2 Sismos

Los sismos al igual que las precipitaciones, son de relevancia, debido a que se han reconocido eventos de remociones en masa gatillados por sismos en todo el mundo. Por esto, se realiza un análisis del registro sísmico de la zona, mediante el registro sismológico histórico del catálogo nacional (NEIC), el cual fue obtenido en el sitio web de USGS (earthquake.usgs.gov/earthquakes/search), los datos considerarán el periodo de años comprendido entre 1900-2021. Además, se realiza una edición de los datos con el software ArcGis 10.5, para visualizarlos de mejor manera.

Existen parámetros propuestos para reconocer un sismo que podría causar eventos de remoción en masa, como distancia máxima de 50 km desde el foco del sismo y la ladera, magnitud mínima de 5.5, que, según autores como Rodríguez *et al.* (1999), son las características mínimas para generar remociones en masa.

Finalmente, se realiza un análisis de los datos obtenidos, ocupando la clasificación propuesta por Keefer (1984) y Rodríguez *et al.* (1999), y así comprender su respectivo vínculo con las posibles remociones en masa generadas.

2.2.2.4 Proyecciones climáticas

Por último, para el efecto del cambio climático, se evaluarán simulaciones climáticas del área de estudio en un futuro cercano (2020-2040) obtenidas del sitio web Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR^2) (*simulaciones.cr2.cl*), esta herramienta fue desarrollada por el centro y el Ministerio del Medio Ambiente. Se realizará un comparativo para un reforzamiento radiativo de 2.6 W/m^2 y 8.5 W/m^2 , estas simulaciones son realizadas por el equipo del centro de investigación con modelos para simulaciones globales o regionales, basadas en datos que pertenecen a la Dirección Meteorológica de Chile, Dirección General de Aguas y datos satelitales.

2.3 Evaluación de susceptibilidad

Para esta etapa, analizaremos la susceptibilidad de caídas de rocas y flujos de detritos en el Valle Las Arenas, mediante la metodología de análisis jerárquico de procesos o AHP, corresponde a un análisis mixto cuantitativo/cualitativo, diseñada a partir de la ponderación de factores condicionantes (Muñoz, 2018). Para llevar a cabo esta metodología, debemos definir cuáles serán los factores condicionantes que evaluaremos, en este estudio, se utilizarán factores geomorfológicos, geológicos, pendientes, elevación y crioclastia, clima y vegetación y antecedentes.

Luego de definir nuestros factores (Tabla 2.6), los mapas de estos factores realizados en la etapa anterior se deben reclasificar mediante el software ArcGis 10.5 con el criterio AHP, esto es necesario para determinar cuánto influye cada factor en el evento estudiado. Para llevar a cabo esta reclasificación, debe calcularse un índice de susceptibilidad normalizado (IS_n).

Tabla 2.6 Factores condicionantes elegidos en este estudio.

Factores Condicionantes	Descripción
Geología y Geotecnia	Características geológicas del área de estudio
Geomorfología	Geoformas presentes en la zona
Pendiente	Pendiente del área
Elevación y Crioclastia	Procesos que desestabilizan laderas asociados a altitud
Vegetación	Densidad de la vegetación
Permafrost	Zonas delimitadas de permafrost en la zona de estudio

Para entender mejor esta metodología, se debe realizar una comparación de pares, se puede observar en la Tabla 2.7 como ejemplo. Según el evaluador encargado, el atributo A presenta mayor importancia esencial o fuerte, sobre el atributo B, lo que se traduce en la Tabla 3.2 en un valor

asignado a 5, estos valores se eligen mediante la escala de Saaty (2008), con niveles de importancia relativa. Asimismo, se completa la primera parte de la tabla realizando las comparaciones pertinentes. Luego, se debe calcular un IS_n asociado a cada peso para estandarizar los porcentajes obtenidos cuando sean multiplicados por la ponderación de cada factor condicionante. El valor de cada IS_n se calcula dividiendo el peso de cada atributo en el de mayor importancia o valor (Muñoz, 2018).

Tabla 2.7 Ejemplo de comparación de pares con su error de consistencia, sus pesos y sus IS_n asociados para cada factor (Muñoz, 2018).

Comparación de pares			
Atributo	A	B	C
A	1	5	3
B	1/5	1	1
C	1/3	1	1
Error de consistencia	3%		
Peso	65%	16%	19%
IS n	100%	24%	28%

Para realizar esta comparación de pares es importante tener conocimiento de la influencia de cada factor condicionante seleccionado sobre las caídas de rocas y flujos de detritos. En caso de obtener un error de consistencia mayor a 5% el proceso debe realizarse nuevamente (Muñoz, 2018).

Posteriormente, se deben reclasificar los mapas realizados en la etapa anterior según los valores obtenidos de IS_n. Luego de reclasificar y rasterizar mediante el software ArcGis 10.5, debemos realizar la ponderación de los factores condicionantes (mapas reclasificados). De la misma manera que se hace la comparación de atributos, obtendremos pesos de cada factor, pero en este cálculo no debemos obtener IS_n. Si la ponderación es menor a 5%, el factor no se debe considerar por practicidad.

Tras obtener las ponderaciones (peso) de cada factor condicionante, es posible realizar un mapa de susceptibilidad continuo superponiendo cada mapa reclasificado según sus respectivas ponderaciones. Para realizar esto, debemos utilizar el software ArcGis 10.5 para convertir nuestros mapas reclasificados a formato ráster y mediante herramientas que permitan llevar a cabo el álgebra de mapas, como por ejemplo “Raster Calculator” de “Spatial Analyst”, se aplica la ecuación $IS = \sum_i a_i * f_i$, donde i es el factor condicionante, a_i la ponderación asociada al factor i y, f_i el mapa reclasificado del factor i (Muñoz, 2018).

Finalmente, se debe reclasificar el mapa de susceptibilidad continuo, en máximo tres categorías: baja, media y alta; utilizando un método de clasificación de datos como los cortes naturales de Jenks. Luego de reclasificar, el mapa se vectoriza y suaviza para una mejor visualización.

3. MARCO TEÓRICO

El Valle Las Arenas presenta características que favorecen el desarrollo de estructuras responsables de cambiar el paisaje; características como que se ubique en la faja plegada y corrida de la Cordillera Principal Oriental (Fock, 2005), a 2.550 m s.n.m., aproximadamente. Por otro lado, el cambio climático condiciona la degradación del permafrost (Vaughan *et al.*, 2013).

3.1 Remociones en Masa

Las remociones en masa están definidas como procesos de transporte de volumen de suelo, roca, o ambos en diversas proporciones, con movilización lenta o rápida, generados por una serie de factores, principalmente, gravitacionales (Cruden & Varnes, 1996). Uno de los factores relevantes, es la inestabilidad de las laderas, esto se debe a un desequilibrio de las fuerzas internas y externas de la ladera, al superar las fuerzas de resistencia modificadas por el desequilibrio mencionado, o bien, por una presión externa. se genera el movimiento del material (Cruden & Varnes, 1996).

Numerosas clasificaciones existen para diversos tipos de eventos de remoción en masa, en este estudio, se utilizarán la clasificación de Varnes (1978) y las modificaciones realizadas por Hungr *et al.*, (2014), ambas detalladas en los siguientes puntos.

3.2 Clasificación de Remociones en Masa (Varnes, 1978)

Como se mencionó, existen numerosas clasificaciones para las remociones en masa, se consideran diversos factores como, los tipos de materiales (suelo o roca), el mecanismo de ruptura, el grado de saturación y deformación. Estos factores, sumados a las características geológicas, geotécnicas y geomorfológicas del ambiente, condicionan la generación de remociones en masa, así como las velocidades de desplazamiento y el volumen del material en movimiento (Sepúlveda y Lara, 2008).

Las remociones en masa clasificadas por los autores Cruden y Varnes (1996), se realizó de acuerdo a el tipo de movimiento y al material involucrado (Varnes, 1978). Dentro de esta clasificación existen caídas de rocas, deslizamientos, flujos, toppling o volcamientos, y extensiones laterales; y

los tipos de materiales corresponden a roca y suelo. La combinación de estos eventos son denominados movimientos complejos (Cruden y Varnes, 1996).

Tabla 3.1 Clasificación de remociones en masa (Varnes, 1978).

Tipo de movimiento		Tipo de material		
Caída		Roca	Suelo	
Topppling				
Deslizamiento	Rotacional		Grano grueso (detritos, <80% partículas <2 mm)	Grano fino (barro, >80% partículas <2 mm)
	Traslacional			
Extensiones laterales				
Flujos				
Complejos				

Estos movimientos tienen diversas tasas de movimientos, desde extremadamente rápidos a extremadamente lentos, según el tipo de material removido. Esto es importante, ya que se construyó una tabla que asocia valores de tasa de movimiento con términos cualitativos de rapidez.

Tabla 3.2 Escala de velocidad de remociones en masa (Cruden y Varnes, 1996).

Clase	Descripción	Velocidad (m/s)	Velocidad típica
7	Extremadamente rápido	5	5 m/s
6	Muy rápido	0,05	3 m/min
5	Rápido	5×10^{-4}	1,8 m/h
4	Moderado	5×10^{-6}	13 m/mes
3	Lento	5×10^{-8}	1,6 m/año
2	Muy lento	5×10^{-10}	16 mm/año
1	Extremadamente lento	$< 5 \times 10^{-10}$	< 16 mm/año

Como se mencionó, en el estudio se utilizará la clasificación de Varnes (1978), considerando el tipo de material y mecanismo de movimiento de la remoción en masa, como se observa en la tabla 3.2.

3.2.1 Caídas de Roca

Las caídas de rocas son movimientos abruptos de bloques individuales de roca, su causa principal es la presencia de discontinuidades en el macizo rocoso, como fracturas, diaclasas y planos de estratificación. Se origina por el desprendimiento del material de una superficie inclinada, como acantilados o laderas escarpadas (Lara, 2007). El material desprendido puede alcanzar el pie del talud mediante caída libre, rodando y rebotando, lo que dependerá de la forma del bloque y del ángulo de pendiente del talud (Varnes, 1978). La velocidad puede ser rápida a extremadamente

rápida, a excepción de cuando el volumen de material sufre socavamiento o incisión, y el movimiento es precedido por deslizamientos o vuelcos que separan el material desplazado de la masa intacta (Cruden y Varnes, 1996). Durante la caída, los materiales pueden adquirir alta energía cinética, esto les permite abarcar gran área a los pies de la ladera.

Las caídas de rocas están relacionadas a laderas con un alto grado de inclinación mayor a 50° , natural o artificialmente. Son fuertemente influenciadas por la gravedad, meteorización mecánica y la presencia de agua intersticial (Hungar, 2014).



Figura 3.1 Caídas de rocas, modificado de Corominas y Yagué (1997).

3.2.2 Deslizamientos

Los deslizamientos se definen como movimientos ladera abajo de masas de suelo o roca a través de superficies de cizalle, o sobre una superficie reconocible de ruptura (Cruden y Varnes, 1996). Este movimiento comienza en zonas donde se generan fallas locales, representadas por grietas de tensión en la superficie original a lo largo del escarpe principal del deslizamiento (Sepúlveda y Lara, 2008).

Estos deslizamientos, pueden clasificarse en deslizamientos rotacionales y traslacionales. Los primeros ocurren a lo largo de superficies curvas y cóncavas, comúnmente en suelos cohesivos o de roca muy meteorizada, donde el material en movimiento comienza a rotar, pudiendo observar varios bloques generando un cuerpo escalonado y basculado hacia la ladera (González de Vallejo, 2002). Por otro lado, los deslizamientos traslacionales se generan en superficies de cizalles planas

o semiplanas, correspondientes a discontinuidades presentes en la roca o el suelo, como fallas, diaclasas, superficies de estratificación o superficies de contacto entre roca y suelo (Sepúlveda y Lara, 2008).

La velocidad y extensión de estos movimientos es muy variable, los deslizamientos traslacionales suelen ser menos profundos que los rotacionales, sumado a eso, involucran un movimiento paralelo a la superficie controlado principalmente por superficies de debilidad de los materiales originales (Varnes, 1978).



Figura 3.2 Deslizamientos traslacionales. Modificado de Corominas y Yagué (1997).

3.2.3 Flujos

Corresponden a movimientos continuos en el espacio, donde las superficies de ruptura no son preservadas y el material desplazado es fuertemente deformado de manera interna (Varnes, 1978). Se caracteriza por presentar abundante agua y material disgregado, donde el agua es el principal factor desencadenante de este proceso, de esta manera actúa como una masa fluida con intensa deformación (Varnes, 1978; González de Vallejo, 2002). Presenta una distribución de velocidades que no es homogénea, lo que origina lóbulos a partir del movimiento intergranular predominante. Estos movimientos envuelven diversos tipos de materiales y se clasifican según su contenido de suelo, roca y detritos, junto con la velocidad del movimiento (Varnes, 1978).

Tabla 3.3 Tipos de flujos según Varnes (1978).

Tasa de movimiento	Roca	Detritos (<80% arena y mas fino)	Suelo (>80% arena y mas fino)
Rápido a extremadamente rápido (>1,5 m/día)	Flujo de roca (flujo de ladera)	Flujo de detritos Avalancha de detritos	Flujos de arena húmeda y limo, flujos rápidos de tierra, flujo de loess, flujos de arena seca
Menos que rápido (<1,5 m/día)	Reptación	Soliflucción Reptación de suelo	Flujos de tierra

Generalmente, los flujos son confinados a canales, quebradas o cauces con pendientes altas, sin embargo, se pueden encontrar no canalizados en laderas producto de que gran cantidad del material se encuentra saturado a medida que se desplaza ladera abajo (Sepúlveda y Lara, 2008).



Figura 3.3 Flujo canalizado (a) y flujo no canalizado (b), modificado de Cruden y Varnes (1996).

3.2.4 Volcamiento (Toppling)

El volcamiento se produce por acción gravitatoria y corresponde al desprendimiento de uno o varios fragmentos de rocas o suelo mediante el volcamiento (rotación) de éstos en torno a un punto o un eje (Varnes, 1978). Involucra inclinación de los bloques, no colapso, generalmente ocurren en una o más superficies, y en materiales que presentan discontinuidades preferenciales, como superficies columnares, grietas de tensión o diaclasas (Varnes, 1978; Alcántara, 2000). Existen dos tipos de volcamiento llamados volcamiento de bloques y los volcamientos flexurales. Los volcamientos de bloques ocurren en roca relativamente competente, con fallamiento que se produce por pérdida de estabilidad y la rotación de uno o varios bloques, presenta tasas de velocidad altas.

El volcamiento flexural, se produce en roca más frágil e intensamente diaclasada, con fracturas que ocurren por el doblamiento de columnas de rocas (Varnes, 1978).



Figura 3.4 Volcamiento en bloque (a y b), volcamiento flexural (c), modificado de Corominas y Yagué (1997) y Varnes (1978), respectivamente.

3.2.5 Extensiones Laterales

Las extensiones laterales son definidas como movimientos de suelos cohesivos o bloques de roca sobre un material blando y susceptible a la deformación. Las tasas de velocidad de estos movimientos son lentas y a favor de pendientes muy bajas (Sepúlveda y Lara, 2008). Ocurre debido a la pérdida de resistencia del material subyacente, pueden ser muy extensos y provocados por licuefacción o fluidización del material. También se pueden generar por procesos de extrusión lateral de arcillas blandas y húmedas bajo masas superiores (González de Vallejo, 2002).

La extensión lateral está acompañada de cizalle o fracturas de tensión. Principalmente se producen en ambientes marinos y lacustres de poca profundidad. Se clasifican en extensiones laterales de detritos, de suelos y de rocas (Alcántara, 2000).

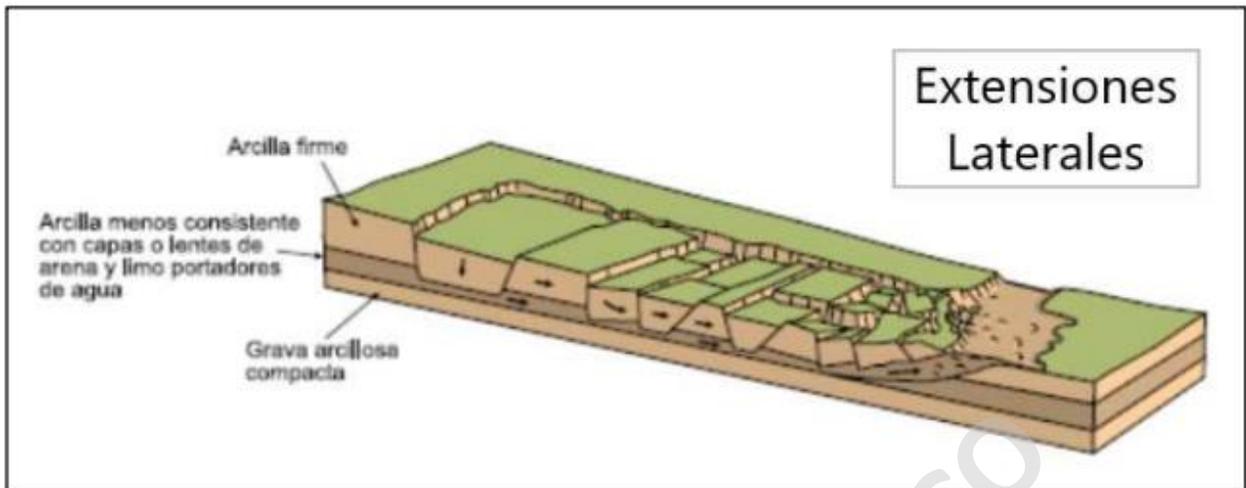


Figura 3.5 Extensiones laterales, modificado de Sepúlveda y Lara (2008).

3.2.6 Movimientos Complejos

Se generan cuando el desplazamiento inicial combina varios tipos de movimientos ya mencionados o puede existir una evolución al ir desplazándose ladera abajo, entre los principales están las avalanchas de roca, flujos deslizantes y aludes (Varnes, 1978). Es importante considerar la mayor parte de los procesos de remoción en masa, ya que son complejos y poseen comportamientos diferentes a lo largo de su trayectoria, sin mencionar los factores externos que influyen en la remoción (Glade *et al.*, 2005).

Los aludes y avalanchas de rocas se generan por la movilización de grandes volúmenes de rocas y detritos a gran distancia, pueden adquirir velocidades muy altas. Por otra parte, los flujos deslizantes se producen por el colapso de una masa de material granular de gran extensión, y también puede alcanzar velocidades muy rápidas (González de Vallejo, 2002).

3.3 Clasificación de Remociones en Masa (Hungu et al., 2014)

Las modificaciones realizadas por Hungu *et al.*, (2014), se realizaron en base a la clasificación desarrollada por Varnes (1978) y es de importancia mencionar las modificaciones en este estudio, debido a que incluye remociones en masa producidas en sectores alpinos como avalanchas de detritos/nieve, deslizamientos de roca/hielo, solifluxión, entre otros.

Tabla 3.4 Resumen actualizado de clasificación propuesta por Varnes (1978) y modificada por Hungr *et al.*, (2014).

Tipo de movimiento	Roca	Detritos	Tierra
Caída	Caída de roca	Caída de detritos	Caída de tierra
Toppling	Topple de roca	Topple detrítico	Topple de tierra
Desl. rotacional	Slump de roca	Slump detrítico	Slump de tierra
Desl. traslacional	Deslizamiento en bloques de roca	Deslizamiento detrítico	Deslizamiento de tierra
Extensión lateral	Esparcimiento en roca	-	Esparcimiento de tierra
Flujo	Creep en roca	Flujo de talud Flujo de detritos Avalancha de detritos Soliflucción Creep en suelo	Flujo de arena seca Flujo de arena húmeda Flujo de arcillas sensitivas Flujo de tierra Flujo rápido de tierra Flujo de loess
Complejo	Deslizamiento de roca- avalancha de detritos- roca	Abombamiento, valle abultado	Slump de tierra- Flujo de tierra

Las avalanchas de detritos son un tipo de flujo con una tasa de velocidad muy rápida, son un tipo de flujo no canalizado y se caracterizan por presentar alta saturación. Principalmente, ocurren producto de deslizamientos superficiales de detritos, los que sufren una gran deformación interna provocando la fluidización (Hungr *et al.*, 2014). Las avalanchas de roca/hielo también presentan velocidades extremadamente rápidas y una gran extensión, se generan debido al deslizamiento de rocas fracturadas de gran magnitud (Hungr *et al.*, 2014). Debido a su movilidad, son frecuentemente confundidos con depósitos morrénicos, sin embargo, este tipo de flujos concentra materiales cubiertos por grandes bloques y depósitos finos bajo la superficie de remoción (Hungr *et al.*, 2014).

La soliflucción es definida como un tipo de flujo lento, ladera debajo de materiales saturados descongelados (Hungr *et al.*, 2014). Estos movimientos están asociados a los fenómenos de congelamiento estacional, como la capa activa, y el permafrost, donde el término exacto para este último sería geliflucción, que hace referencia al flujo de materiales saturados descongelados que fluyen sobre una capa congelada (Trombotto, 2014).

Finalmente, los flujos por deshielo regresivo son de gran importancia para el estudio, debido a que ocurren por la exposición y descongelamiento de cuerpos de hielo, desestabilizando la ladera. Se caracterizan por grandes extensiones y bajas velocidades (Highland y Bobrowsky, 2008).

3.4 Factores Condicionantes de Remociones en Masa

Ciertos factores son condicionantes para la generación de los diversos tipos de remoción en masa (Hauser, 1993). Estos factores potencian una situación inestable y controlan la susceptibilidad de un área a generar remociones en masa, donde susceptibilidad se define como la capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada por un proceso geológico determinado (Sepúlveda, 1998).

Estos factores son principalmente la geomorfología, geología, geotecnia y vegetación; y cada uno de ellos afectan de distinta forma a los diferentes tipos de remoción en masa ya que tienen su génesis y comportamiento distintos.

Factores Condicionantes \ Tipo de remoción en masa	Caídas	Deslizamientos	Toppling	Flujos	Extensiones Laterales
Geología y Geotecnia	X	X	X	X	X
Geomorfología	X	X	X	X	X
Hidrología e Hidrogeología	X	X	X	X	X
Vegetación y Clima		X		X	X
Actividad Antrópica	X	X	X	X	

Figura 3.6 Relación entre factores condicionantes y tipos de remociones en masa (Hauser, 1993).

3.4.1 Geología y Geotecnia

Estos factores afectan en menor o mayor grado la generación de distintos eventos de remoción en masa (Lara, 2007). Entre los factores se cuentan el tipo de depósito y el material que lo compone, su densidad, plasticidad, humedad, permeabilidad; litología de las rocas, su estructura, alteración y meteorización (Sepúlveda y Lara, 2008). Estos factores están fuertemente controlados por la litología de la zona y sus características como, tipo, estructuras, grado de alteración hidrotermal, e intensidad de meteorización (Hauser, 1997).

3.4.2 Geomorfología

Los factores geomorfológicos que condicionan los eventos de este peligro geológico son la topografía, pendiente de las laderas, cambios fuertes de pendientes y extensión y altura de las laderas (Hauser, 1993). Esto incide en la velocidad, energía y volumen de las remociones que se generen, también, cualquier modificación de estos factores puede transformar una ladera estable en inestable, aumentando la posibilidad de generación de remoción en masa (Popescu, 2002). Un mayor ángulo de la ladera significa mayor capacidad de energía y, a su vez, mayor capacidad de transporte tendrán los flujos (Jacoby, 2001).

3.4.3 Hidrología e Hidrogeología

Estos son los factores que estén directamente relacionados a la incorporación de agua en los suelos o macizos rocosos, como red de drenaje, posiciones y variaciones del nivel freático, caudales, coeficientes de escorrentía y de infiltración (Sepúlveda y Lara, 2008). Esto genera presiones intersticiales que reducen la resistencia, aumentan la fuerza de corte y generan fuerzas desestabilizadoras en grietas y discontinuidades (González de Vallejo, 2002).

3.4.4 Clima y Vegetación

Los principales factores que erosionan laderas son las precipitaciones, viento, radiación solar y temperaturas (Sepúlveda y Lara, 2008). Sin embargo, las precipitaciones y las temperaturas son los factores más influyentes (González de Vallejo, 2002). Las precipitaciones, condicionan la estabilidad del macizo rocoso, disminuye así, la resistencia de las estructuras al incorporar agua entre ellas, disminuyendo el coeficiente de roce (Lara, 2007).

Por otro lado, la vegetación, según Selby (1993), más que ayudar a estabilizar laderas, ayuda a disminuir el efecto erosivo sobre las laderas, generado por factores como el clima, propiedades del suelo y la topografía. Además, el mismo autor, establece que la vegetación ideal para la estabilización de laderas corresponde a bosques con suelos cubiertos de pasto o hierba, estos permiten la absorción del agua, disminuyendo el grado de saturación y erosión del suelo, aumentando la resistencia y porosidad del suelo.

El aumento de temperaturas produce ciclos de hielo-deshielo, provocando inestabilidades superficiales en laderas de suelos en zonas frías, y condicionan intensamente la estructura del

macizo rocoso al generar nuevas fracturas en este cuerpo a través del crioclastismo que está asociado al grado de exposición al sol (Sepúlveda y Lara, 2008).

3.4.5 Actividad Antrópica

Este factor, es responsable de una serie de actividades (excavaciones, construcción de estructuras, rellenos, urbanización, cambios en el suelo, entre otros) que contribuyen tanto, a la desestabilización de las laderas, ya que disminuye artificialmente la resistencia del material, y contribución de material para ser posteriormente movilizado (Sepúlveda y Lara, 2008). Las principales causas de desestabilización son los cambios de geometría y pendiente, cambios en las condiciones hidrogeológicas y las fuerzas estáticas externas. Las excavaciones más desfavorables son las realizadas al pie de las laderas, estas zonas soportan las mayores tensiones (González de Vallejo, 2002). Las faenas mineras y embalses contribuyen a la generación de sismicidad inducida, esto podría disminuir gradualmente la resistencia de los depósitos y del macizo rocoso (Lara, 2007).

Por otro lado, estas actividades, a escala global, han afectado directamente en el cambio climático terrestre, produciendo variaciones en las temperaturas, tipo e intensidad de precipitaciones y su distribución, esto influye directamente en la generación de remociones en masa (Sepúlveda y Lara, 2008).

3.4.6 Degradación del Permafrost

El clima es un factor con gran importancia relacionado a la estabilidad de las laderas, como se mencionó, las precipitaciones y la temperatura son los aspectos más importantes. Esto, sumado a que el área de estudio se encuentra en un ambiente criogénico alpino, es necesario hacer un enfoque a la degradación del permafrost. Según autores como Moreiras *et al.* (2012), en los sectores de mayor altura, los eventos de remociones en masa son asociados principalmente a la fusión de la nieve, como a la degradación del permafrost en meses cálidos. Los deslizamientos debido a la degradación del permafrost ocurren principalmente por rupturas en la capa activa.

Lamentablemente, se desconoce la temperatura exacta del sustrato para generar este tipo de eventos, sin embargo, se conoce que durante el calentamiento sucesivo del aire y, por ende, elevación de la isoterma 0°C, se generan flujos de detritos en los Andes Centrales (31°S) (Vergara *et al.*, 2019). Además, los ciclos de congelamiento repetitivo y segregación constante del hielo a

temperaturas bajo cero producen una fatiga del material, degradando en gran parte la resistencia mecánica de la roca (Jia *et al.*, 2015; Murton *et al.*, 2016).

La relevancia del calentamiento climático como un aspecto que influye en los factores condicionantes es alta, debido a que es el principal causante de la reducción del espesor del área o extensión superficial del permafrost (Trombotta, 2014). Esto, sumado al contexto de calentamiento global, causaría que las condiciones ideales que generen eventos de remoción en masa podrían ser intensificadas u ocurrir en sectores alpinos que antes eran dominados por procesos glaciares o criogénicos (Moreiras *et al.*, 2012). En la actualidad el fenómeno mencionado, se produce a una velocidad alarmante, y los países como Chile, con cadenas montañosas de altura, se ven limitados en su desarrollo por este ambiente, debido a que la desestabilización de las paredes rocosas y de las altas pendientes, significaría que los sectores habitados en niveles topográficos inferiores se verían afectados por posibles eventos de remociones en masa (Ahumada, 2007).

3.5.1 Precipitaciones

Este factor se encuentra relacionado a su intensidad, duración y distribución (González *et al.*, 2002). De esta manera, precipitaciones de poca intensidad en períodos largos de tiempo y precipitaciones de gran intensidad en períodos cortos de tiempo, podrían desencadenar eventos de remociones en masa, en zonas donde se presenten características favorables (González *et al.*, 2002). Debido a esto, la duración e intensidad de precipitaciones establecerán los tipos de remociones en masa que se pueden desarrollar, ya que, precipitaciones constantes en períodos largos de tiempo generan una remoción en masa más profunda, y precipitaciones cortas e intensas provocan remociones en masa superficiales, donde la susceptibilidad de estos fenómenos sea alta (Aleotti, 2004; Kim *et al.*, 2004). Por último, las lluvias intensas aumentan la escorrentía superficial y esto provoca un mayor grado de erosión del material suelto en las laderas.

Tabla 3.6 Efectos de la saturación por precipitaciones.

Efectos asociados	Consecuencias	Inestabilidades producidas
Lluvias intensas Infiltración	Elevación del nivel freático	Deslizamientos (planos) de suelo sobre roca
		Deslizamientos circulares por empuje
	Carga de fisuras	Deslizamiento de taludes en suelo o en roca blanda
		Vuelco de masas rocosas
	Saturación	Movilización de taludes en equilibrio estricto. Reptaciones Hundimiento. Desplazamiento de bloques
Inundación de la base del talud	Disminución de resistencia en zonas críticas	Deslizamiento por falta de resistencia
	Efectos de desembalse	Deslizamientos por tracción de pie
	Arrastres superficiales	Flujos sólidos en torrentes
Erosión de laderas	Acumulaciones en pie de conos de deyección	Deflación del cono
	Erosión interna	Hundimientos generalizados
Socavación	Eliminación de zonas resistentes	Deslizamientos progresivos desde el pie
		Vuelco de comisas
Disolución	Creación de cavernas y tuneles	Hundimiento en la cima
		Retroceso de cantiles

3.5.2 Sismos

Los eventos sísmicos son otros de los grandes factores gatillantes de remociones en masa en distintos contextos geológicos y topográficos (Lara, 2007). Las inestabilidades de laderas por eventos sísmicos se producen debido a un cambio temporal en el régimen de los esfuerzos al que está sometido la ladera, tanto normales como de corte (Sepúlveda y Lara, 2008). Chile al ser uno de los países más sísmicos del mundo, es una de las herramientas más utilizadas para prevenir pérdidas humanas y de bienes (Leyton *et al.*, 2010). Los sismos pueden llegar a generar deslizamientos, avalanchas de rocas, flujos y desprendimientos de bloques (González *et al.*, 2002).

Keefner (1984) estableció magnitudes mínimas aproximadas para la generación de cierto tipo de remociones en masa, esto en base a observaciones de eventos de remoción en masa con sismos de magnitud menos o iguales a 5,3. Autores como Rodríguez *et al.* (1999), generaron una ampliación

de la base de datos de remociones en masa provocadas por terremotos, aumentando las magnitudes mínimas establecidas por Keefer (1984).

Tabla 3.7 Tipos de remociones en masa generadas por sismos (Keefer, 1984; Rodríguez *et al.*, 1999).

Magnitudes mínimas aproximadas M_L según Keefer (1984)	Magnitudes mínimas aproximadas M_L según Rodríguez <i>et al.</i> (1999)	Tipo de remoción en masa
4,0	5,5	Caídas de rocas, deslizamientos de rocas, caídas de suelo, deslizamientos desmembrados de suelo
4,5	5,5	Subsidencias de suelo, deslizamiento de suelo en bloques
5,0	6,5	Subsidencias de roca, deslizamientos de roca en bloque, flujos lentos de tierra, extensiones laterales de suelo, flujos rápidos de suelo, deslizamientos submarinos
6,0	6,5	Avalanchas de roca
6,5	6,0	Avalanchas de suelo

3.5.4 Otros Factores Gatillantes

En ambientes volcánicos, las erupciones pueden gatillar deslizamientos por la fusión de la nieve acumulada en las laderas de los volcanes, actuando por sí solas o en conjunto con precipitaciones intensas pueden generar flujos de gran magnitud y arrastras material depositados en las laderas, estos flujos son denominados lahares (Sepúlveda y Lara, 2008).

Por último, la intervención antrópica, erosión de canales, entre otros, se asocian a la pérdida de resistencia del material involucrado, ya sea por precipitaciones o factores artificiales como sobreexcavaciones, obras de arte en zonas susceptibles de ser removidas, represamiento de cauces, entre otros (Lara, 2007).

4. MARCO GEOLÓGICO

El área del Valle Las Arenas está comprendido por rocas estratificadas, principalmente, de origen volcánico y sedimentario, tanto continentales como marinas, con edades que varían de Jurásico a Cretácico. Las unidades fundamentales están orientadas en franjas norte-sur, las cuales fueron intruídas por diversos cuerpos intrusivos como filones, lacolitos, stocks y batolitos que poseen edades que van desde el Mioceno al Pleistoceno (Thiele, 1980).

Mapa Geológico 33°35'S - 33°40'S
San José de Maipo, Chile

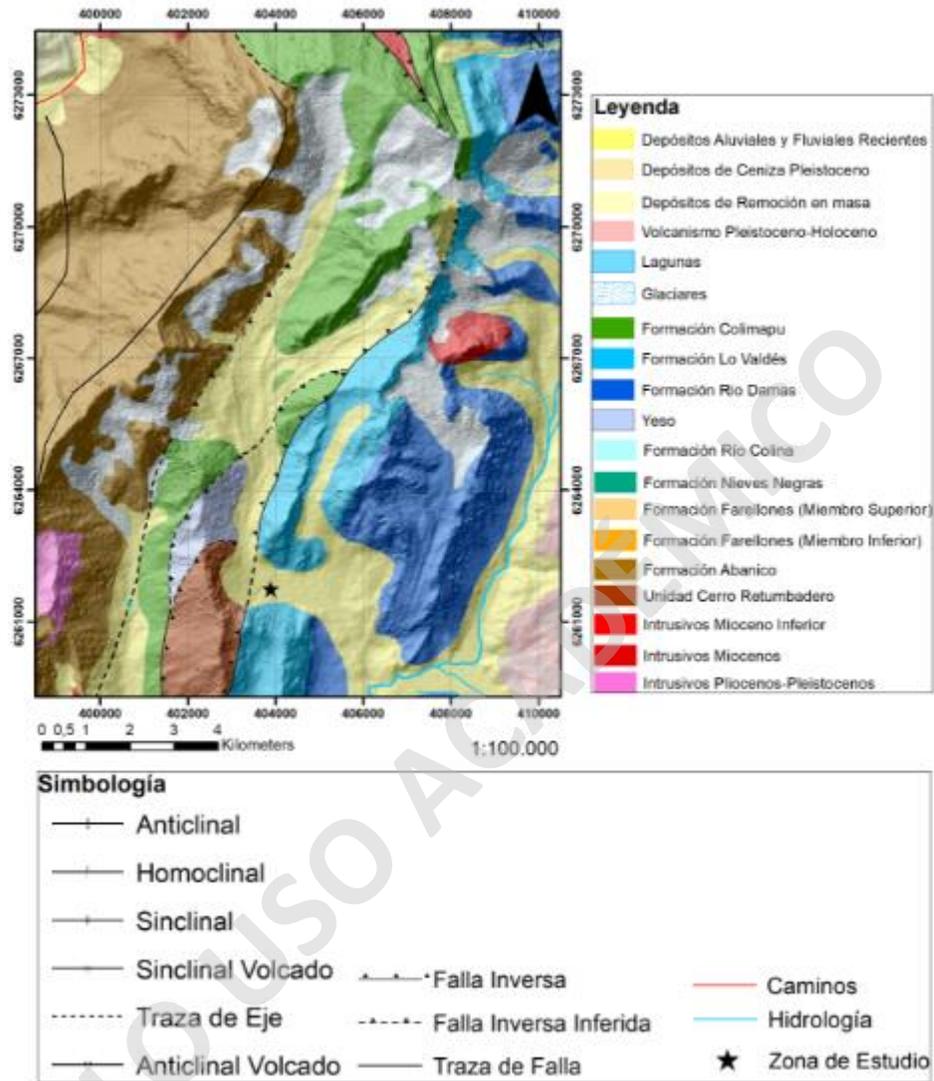


Figura 4.1 Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Fock (2005).

4.1 Rocas Estratificadas

La información geológica que se entrega a continuación corresponde a formaciones descritas en trabajos anteriores y que son relevantes para el área de estudio.

4.1.1 Formación Río Damas (Klohn, 1960)

La Formación Río Damas fue definida por Klohn (1960), en el valle del río homónimo, en la provincia de Colchagua, al sur de la Hoja Santiago. Su base es concordante con la Formación Río Colina y su techo concordante con la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980).

La formación se compone de una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas, gruesas a medianas, de colores rojizos y verdosos, con intercalaciones potentes de areniscas y limolitas, de colores púrpura claro a marrón; se intercalan también, en la secuencia, abundantes niveles de rocas volcánicas andesíticas. Además de pequeños lentes de yeso, sin importancia regional. La formación tiene una potencia aproximada de 3.000 m (Thiele, 1980).

No se han encontrado registro de fósiles en la formación. A pesar de ello, su edad puede ser delimitada con bastante exactitud, debido a que subyace, concordantemente, a las capas marinas del Titoniano inferior de la Formación Lo Valdés, y se encuentra sobre el conjunto oxfordiano de la Formación Río Colina. Por estas relaciones de contacto, se le asigna a la formación, una edad Kimmeridgiana. Esta formación es correlacionable con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Thiele, 1980). En Argentina, la unidad es correlacionable con la Formación Tordillo, asignada al Kimmeridgiano (Thiele, 1980; Giambiagi *et al.*, 2003).

En la Hoja Santiago, la Formación Río Damas se distribuye, en la parte oriental a lo largo de dos franjas paralelas de dirección aproximada norte-sur. Una de ellas se desarrolla fundamentalmente en el sector chileno, desde las cabeceras del río Maipo hasta más al norte del río Colorado, lugar donde cruza la frontera con el paso El Morado. La otra se extiende casi exclusivamente en sector argentino. Entre ambas franjas se observan otros afloramientos pertenecientes a la misma formación, de menor extensión, correspondientes a escamas de sobrecurrimientos. De esta forma, las capas superiores de la formación cubren, tectónicamente, las secuencias basales de la misma unidad, como también a las rocas de la Formación Río Colina (Thiele, 1980).

4.1.2 Formación Lo Valdés (González, 1963)

Esta formación fue definida por Gonzalez (1963), en el lugar homónimo en el valle del río Volcán. Se encuentra, concordantemente, sobre la Formación Río Damas y el techo, de manera concordante con la Formación Colimapu (Thiele, 1980).

La secuencia se compone de calizas, calcilitas, lutitas y areniscas calcáreas, conglomerados y brechas. Las calizas son de colores gris-azulados y se presentan en estratos compactos, con fractura concoidal y de regular espesor. Las calizas y calcilitas son de colores negruzcos y aparecen finamente laminadas. Las lutitas y areniscas predominan en los niveles medios y son de colores gris claro a púrpura. Se observan intercalaciones de rocas volcánicas basálticas y andesíticas en su parte central. En los niveles superiores de la unidad se observan pequeñas capas lenticulares de yeso interestratificadas, correspondiente al Yeso secundario (Thiele, 1980; Hallam *et al.*, 1986; Vergara y Nyström, 1996). El espesor estimado de esta formación es 1.350 m (Thiele, 1980).

Con respecto al contenido fósil, la Formación Lo Valdés ha sido asignada a un rango de edad desde el Titoniano superior al Hauteriviano, debido a la descripción de 8 zonas con sus asociaciones faunísticas (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam, 1986). La Formación Lo Valdés se correlaciona, hacia el norte, con la Formación San José, de edad Valanginiano (Aguirre, 1960), y, hacia el sur, con la Formación Termas del Flaco, de edad Titoniano superior a Hauteriviano (Klohn, 1960). Hacia Argentina, se correlaciona con el Grupo Mendoza (Yrigoyen, 1979; Aguirre-Urreta, 1996; Aguirre-Urreta & Álvarez, 1997).

En la Hoja Santiago, la Formación Lo Valdés se extiende a lo largo de la zona suroriental, en franjas con dirección preferencial norte-sur, desde el sur del río Volcán hasta más al norte del río Colorado, de allí se desarrolla sólo en territorio argentino (Thiele, 1980). Esta unidad presenta una deformación de escama delgada que provoca una separación y repetición de los niveles superiores de la formación hacia el este, donde se imbrica con bloques estructurales de la Formación Río Damas (Thiele, 1980).

4.1.3 Formación Colimapu (Klohn, 1960)

Esta formación fue definida por Klohn (1960), en la quebrada homónima, afluente del río Maipo al sureste de Santiago. Esta unidad yace sobre estratos de la Formación Lo Valdés, concordantemente y en transición paulatina y en su techo, en un contacto descrito como discordante en la zona del valle del río Aconcagua, se encuentra la Formación Abanico (Aguirre, 1960), y como concordante en la parte oriental de la Hoja Santiago (Thiele, 1980).

La unidad está compuesta de una secuencia de areniscas y lutitas rojas, conglomerados de matriz arenosa gris rojiza, lutitas rojas con niveles de rocas piroclásticas aéreas y algunas lavas basálticas

y andesíticas y calizas, en capas lateralmente discontinuas (Thiele, 1980; Vergara y Nyström, 1996). La secuencia anterior se habría depositado en un ambiente altamente oxidante y su espesor alcanza un valor aproximado de 2.000 m (Thiele, 1980).

El contenido fósil encontrado en la formación corresponde a Carófitas y se le asigna una edad mínima Albiana (Martínez & Osorio, 1963), y su edad máxima sería Hauteriviano, de acuerdo con la edad asignada a la Formación Lo Valdés, la cual se encuentra concordantemente bajo la formación descrita (Thiele, 1980). La unidad se correlaciona cronológicamente con la Formación Cristo Redentor (Aguirre, 1960) y con la Formación Diamante y la Formación Huitrín en Argentina (Ramos *et al.*, 1996; Sruoga *et al.*, 2000; Giambiagi *et al.*, 2003a, 2003b).

Los estratos de la Formación Colimapu se distribuyen en una franja de dirección norte-sur, que se extiende desde el sur del río Volcán hasta más al norte del río Colorado (Thiele, 1980).

4.1.4 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

La Formación Abanico fue definida por Aguirre (1960) en la provincia del Aconcagua, al norte de la Hoja Santiago. Yace sobre, en un contacto concordante, la Formación Colimapu en el sector cordillerano al este de Santiago (Thiele, 1980), y como discordante en la zona del río Aconcagua (Aguirre, 1960). El techo se encuentra en contacto con la Formación Farellones, que ha sido descrito como transicional y con amplias variaciones, reportándose en diversos lugares tanto como discordante (Thiele, 1980) como pseudo-concordante (Charrier *et al.*, 2002a) o concordante o por falla (Godoy *et al.*, 1999).

La secuencia está compuesta de tobas y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas andesíticas y riolíticas, rocas piroclásticas, que se desarrollan principalmente en los niveles superiores de la unidad (Thiele, 1980), e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres), generando lentes que alcanzan los 500 m de espesor (Charrier *et al.*, 2002a; Nyström *et al.*, 2003). Su espesor aproximado es de 3.000 m (Thiele, 1980).

El contenido fósil presente en la formación y las dataciones radiométricas realizadas, permiten asignar a la Formación Abanico una edad que comprende desde el Eoceno superior a Mioceno inferior (Vergara & Drake, 1979). En el área central de Chile, la Formación Abanico es

correlacionable con la Formación Coya-Machalí definida por Klohn (1960) y cronológicamente con las formaciones Las Chilcas y Lo Valle (Thiele, 1980).

La formación tiene una distribución amplia en la Hoja Santiago. Los estratos más gruesos aparecen en algunos sectores bastante deformados por pliegues muy marcados, lo que unido a una mayor alteración (zeolitización y cloritización), permite diferenciarla de la Formación Farellones, en terreno (Thiele, 1980).

4.2 Depósitos No Consolidados

4.2.1 Depósitos Fluviales, Fluvioglaciales y aluviales

Están caracterizados por materiales de variado tamaño, representados por clastos de bloques a gravas, arenas, limos y arcillas, de petrografía relacionada con las distintas unidades litológicas presentes en el área (Thiele, 1980). Los más destacados son aquellos asociados al relleno de la Depresión Central y los valles de la región. De estos últimos, los de mayor relevancia son los que forman importantes niveles de terrazas en el valle del río Maipo. Generalmente, se puede sostener que sobre una cota promedio de 1.500 m.s.n.m., los depósitos fluviales gradan a glaciofluviales (Thiele, 1980).

4.2.2 Depósitos Lacustres

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

4.2.3 Depósitos de Remociones en Masa

Se reconocen prácticamente en toda el área. Los materiales de los depósitos más jóvenes se encuentran completamente sueltos, los cuales se encuentran estabilizados, por una parte, pero otros tienen un grado de inestabilidad que podrían generar permanentes movimientos de volúmenes importantes. Se incluyen una serie de derrumbes relevantes de cerros ocurridos en numerosos valles, tales como el de la quebrada Arrayán y río Colorado, y en particular los deslizamientos de

Las Cortaderas y Mesón Alto en el río Yeso, el Manzanito y El Ingenio en el río Maipo, y La Engorda en el río Colina, entre otros de menor tamaño (Thiele, 1980; Chiu, 1991; Sepúlveda *et al.*, 2008; Antinao & Gosse, 2009).

4.2.4 Depósitos Coluviales

Este tipo de depósitos se encuentra distribuido en, prácticamente, toda la zona cordillerana. Sin embargo, existen sectores que presentan mayor potencia y extensión. Estos corresponden a la ladera norte del valle del río Maipo en el sector de San Alfonso; en ambas laderas del valle del río Volcán, en el trayecto entre su confluencia con el río Maipo y la confluencia con los esteros Colina y La Engorda. Otros depósitos de coluvios se desarrollan además en la ladera izquierda del valle del río Yeso, situadas al sur del Embalse El Yeso (Moreno *et al.*, 1991).

Estos depósitos tienen estratificación interna poco definida y en muchas ocasiones solo insinuada predominando así, los depósitos de tipo masivo. Tienen forma laminar, se disponen en las laderas del relieve desarrollando pendientes fuertes de unos 20° a 25°, o se encuentran en la base de las laderas constituyendo gruesos apilamientos de formas cónicas y en algunos casos con varias decenas de metros de espesor. Se han formado por meteorización mecánica y química, derivados en primer caso, principalmente del efecto de heladas y variaciones abruptas de la temperatura en las rocas expuestas. Los materiales que componen estos depósitos forman un manto *in situ*, como coberturas de suelos o escombros de falda, o eventualmente caen en fragmentos individualmente desde los puntos altos del relieve al pie de los faldeos de la zona, por efecto principalmente gravitatorio pero ayudados en menos o mayor grado por aguas que provienen de precipitaciones o fusión de nieves. La edad de formación de estos depósitos es fundamentalmente Holoceno (Moreno *et al.*, 1991).

4.2.5 Depósitos Glaciales

En la zona se reconocen dos unidades de depósitos morrénicos antiguos y recientes. Los depósitos antiguos se ubican entre las cotas 1.450 y 1.550 m s.n.m., debido a la compactación y meteorización de los depósitos morrénicos, la ausencia de depósitos equivalentes río abajo y la cota en la que se encuentran, se les asigna una edad Pleistocena superior. Por otro lado, los depósitos recientes se ubican entre las cotas 2.000 y 4.000 m s.n.m., y corresponden a morrenas laterales, frontales y de

fondo, ligados a glaciales en retroceso, ubicados en valles en dirección aproximada norte-sur (Chiu, 1991). Las morrenas terminales y de retroceso se acumularon esencialmente en los valles de los ríos Colorado, Volcán, Yeso y esteros afluentes (Thiele, 1980).

En síntesis, estos depósitos se componen principalmente de morrenas marginales y acumulaciones de detritos provenientes de glaciares de roca que se pueden encontrar en la mayoría de las cabeceras de los esteros por sobre la cota de 2.000 m s.n.m, en circos glaciares y depresiones en altas cumbres (Thiele, 1980).

4.3 Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas en la zona cordillerana de Chile central poseen una edad que comprende desde el Mioceno al Plioceno, son cuerpos de pequeña extensión que se ubican en franjas con orientación norte-sur, además se vuelven progresivamente más jóvenes hacia el este (Thiele, 1980; Skewes *et al.*, 1991).

4.3.1 Intrusivos del Mioceno Inferior

Corresponden a plutones con un rango de edad que varía desde los 20 a los 18 Ma. Su relación de contacto consta de una intrusión a la Formación Abanico y su litología principal es granodiorita. Dentro de este grupo se encuentran el Plutón San Francisco (parte superior del río San Francisco); Plutón La Obra (río Maipo frente a la Depresión Central; y el Plutón del Salto del Soldado (Thiele, 1980; Kurtz *et al.*, 1997). Existe una similitud entre la química y las edades del Plutón La Obra y la franja oriental de la Formación Abanico que sugiere una relación genética entre ambos (Kay & Kurtz, 1995).

4.3.2 Intrusivos del Mioceno Medio-Superior

Presentan un rango de edad que varía desde 13 a 8 Ma. Se ubican al este de la franja de Intrusivos del Mioceno Inferior. Dentro de este grupo se encuentran el Plutón San Gabriel (junta ríos Volcán, Yeso y Maipo), Plutón La Gloria (río Colorado), Cerro Mesón Alto, Intrusivo Lago Yeso e Intrusivo Colina (Portezuelo Colina). La litología de estos cuerpos se compone de granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Thiele, 1980; Kurtz *et al.*, 1977; Deckart *et al.*, 2005; Deckart & Godoy, 2006). Por la similitud entre la edad, características químicas y las relaciones de contacto de estos cuerpos intrusivos con la Formación Farellones, ha sido sugerida una relación genética entre ambos (Thiele, 1980; Kurtz *et al.*, 1997; Kay *et al.*, 2005).

4.4 Estructuras

Mayoritariamente las estructuras observadas en la región presentan un rumbo general aproximado norte-sur. Estas estructuras son principalmente pliegues asimétricos con ejes de rumbo norte-noreste y a fallas inversas de la misma orientación con vergencia tanto al este como al oeste (González, 1963; Thiele, 1980; Thiele *et al.*, 1991; Charrier *et al.*, 2002a, 20005; Fuentes *et al.*, 2002; Rauld, 2002).

El área de estudio presenta una deformación que está controlada principalmente por los sistemas de fallas inversas de alto ángulo (Giambiagi *et al.*, 2003), con variaciones en su orientación, los cuales producen un alzamiento de la Cordillera Principal, que forma parte del comienzo de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, afectando principalmente rocas Mesozoicas (Thiele, 1980; Giambiagi, 2003; Giambiagi & Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003b; Rauld, 2002).

Las principales estructuras en la zona son las fallas El Diablo y Chacayes-Yesillo. La falla El Diablo es la estructura más cercana a la zona de estudio, la cual presenta un retrocorrimiento de orientación NNE-SSW de vergencia al este (Fock, 2005). Esta falla se extiende por la Quebrada Morales hacia el norte, y hacia el sur continua hasta la remoción Las Amarillas (Mardones, 2016). La falla El Diablo corresponde a una falla inversa y corta unidades de la Formación Abanico (Fock, 2005). Por otro lado, la falla Chacayes-Yesillo corresponde a una falla inversa de alto ángulo con vergencia al oeste, y pone en contacto a la Formación Colimapu con la parte inferior de la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005).

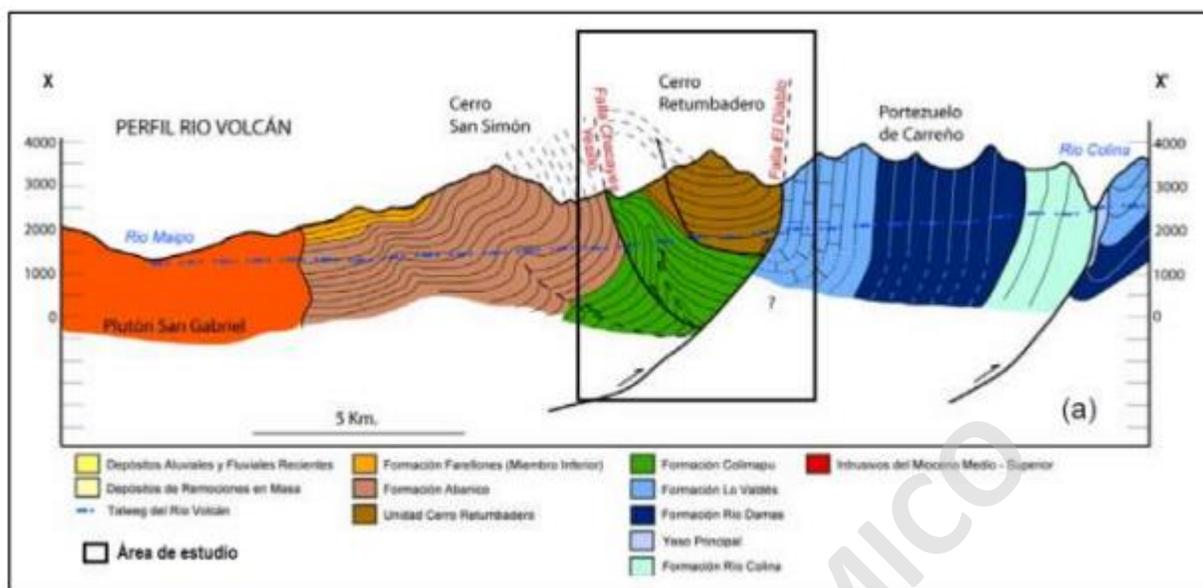


Figura 4.2 Perfil geológico del sector del Valle Las Arenas, modificado de Fock (2005).

5. MARCO GEOMORFOLÓGICO

Los Andes Centrales de Chile corresponde a una región donde ocurre una transición entre dos zonas climáticas y morfológicas, las cuales son la zona norte, que es más seca y dominada por procesos constructivos relacionados al alzamiento de la Cordillera, y, por otro lado, la zona sur, que se caracteriza por climas húmedos y fríos, así como también, una predominancia de procesos erosivos (Farías, 2007). Estos dos escenarios distintos producen grandes diferencias entre las elevaciones de las unidades morfoestructurales, lo que implica en el desarrollo de morfologías y del relieve actual (Thiele, 1980).

5.1 Unidades Geomorfológicas

En la zona central de Chile se observan 5 unidades morfoestructurales y se distribuyen en franjas con orientación norte-sur, que han sido reconocidas por diversos autores (Aubouin *et al.*, 1973; Gansser, 1973). Estas unidades se encuentran dispuestas de oeste a este en el siguiente orden: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Fock, 2005). El área de estudio se encuentra en la Cordillera Principal, y se hará énfasis geomorfológico en esta unidad morfoestructural.

5.1.1 Cordillera Principal

Es la unidad morfoestructural de mayor relevancia y posee cambios topográficos abruptos, con diferencias de alturas desde los 500 m s.n.m. en el borde occidental de Santiago, hasta los 5.000 m s.n.m. (Volcán San José) hacia el este de la capital (González, 2010). La Cordillera Principal puede dividirse en dos grandes flancos: La Cordillera Principal Occidental, constituida principalmente por las formaciones Abanico y Farellones (Fock, 2005); y la Cordillera Principal Oriental, compuesta por rocas mesozoicas fuertemente deformadas, que forman parte de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (González, 2010).

El área de estudio se encuentra ubicada en la Cordillera Principal Occidental, mientras que la zona entre el río Yeso y el río Volcán está definida como la zona transicional entre el flanco oriental y occidental de la Cordillera Principal (Fock, 2005).

5.2. Geomorfología Glaciar

5.2.1 Ambiente Periglacial

El ambiente periglacial es definido como un ambiente frío y criogénico pero no glaciario con ocurrencia de Permafrost en profundidad o como suelo congelado permanente, con posible presencia de hielo subterráneo preservado y entrampado bajo condiciones naturales por un largo período de tiempo (Trombotto, 2014). La presencia de soliflucción, geliflucción y otros procesos criogénicos, así como también, procesos de congelación con ciclos de congelamiento y descongelamiento producen la denominada geomorfología Periglacial, como la formación de suelos fracturados en pequeña escala, o los glaciares de escombros en una mesoescala (Trombotto, 2014).

5.3 Permafrost

El permafrost es definido como el suelo o roca, incluyendo hielo y materia orgánica, que permanece a una temperatura de 0°C o menos, por lo menos dos años consecutivos (Trombotto, 2014), a pesar de que no necesite contener agua/hielo para ser catalogado como uno. Este fenómeno se concentra mayoritariamente en zonas polares, así como también en regiones montañosas. Sin embargo, Los Andes, presenta una extensión limitada y restringida a zonas de mayor altitud, representados principalmente con glaciares rocosos (Barsch, 1996; Burger *et al.*, 1999; Haeberli, 2000).

En este sentido, los glaciares rocosos o litoglaciars, son una mesoforma criogénica de permafrost de montaña o permafrost andino se distribuye cerca de las áreas polares y de todas las cadenas montañosas y mesetas más altas del mundo. Este permafrost, se encuentra expuesto a factores ambientales que afectan su estabilidad mediante cambios en la temperatura del suelo, tales como, el clima, la topografía y las condiciones del suelo (Hoelzle et al., 2001; Gruber y Haeberli, 2009).

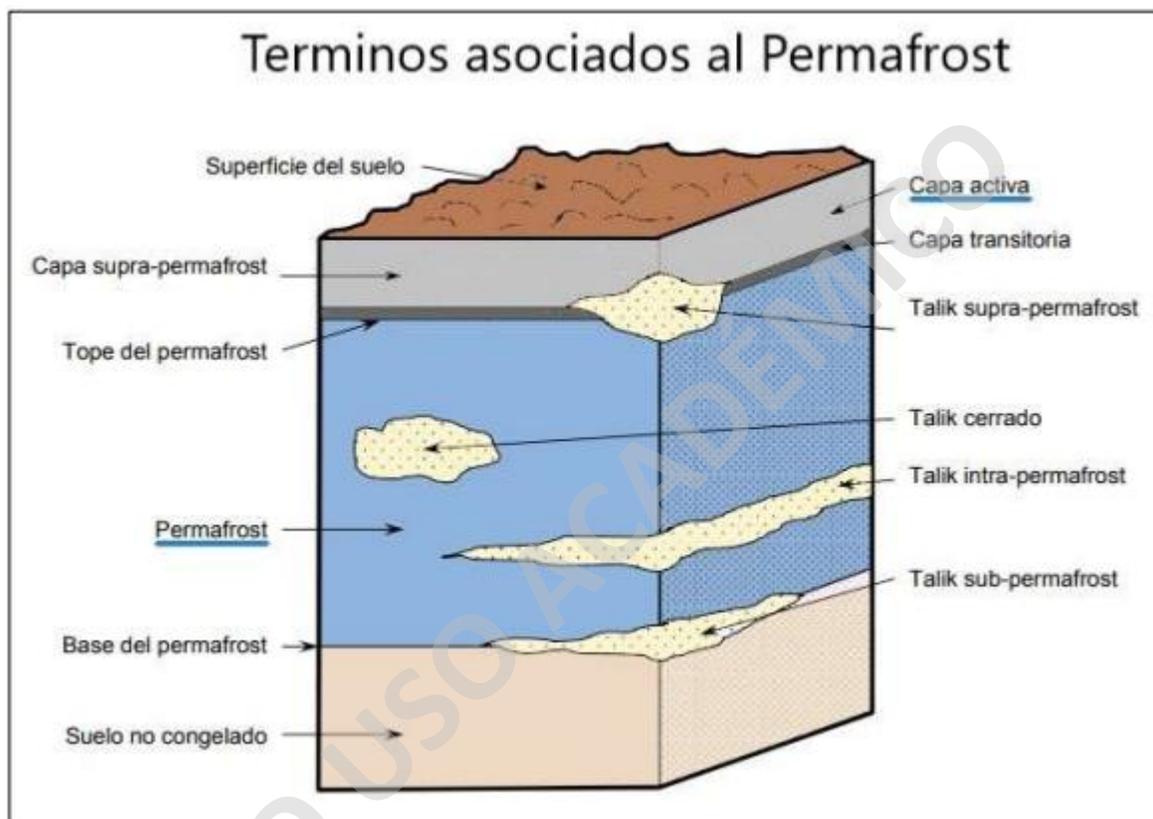


Figura 5.1 Esquema de Permafrost con sus términos principales. Modificado de Trombotto (2014).

5.3.1 Capa Activa

Es definida como la capa más superficial del permafrost que sufre ciclos anuales de congelamiento y descongelamiento en áreas donde exista permafrost, debido a que reacciona a los cambios estacionales de temperatura (Barsch, 1996; Trombotto 2014).

El espesor de esta capa varía dependiendo de diversos factores, y por esto es difícil asignar un tamaño específico, sin embargo, se establece que el grosor de la capa activa fluctúa entre los 0,5 y 8 m aproximadamente (Gruber y Haeberli, 2009). Los factores que influyen en el espesor son la temperatura del aire, los cambios en la vegetación y la cobertura de nieve, también se consideran

el tipo de suelo y roca, el contenido de agua, la orientación y la pendiente del sector (French, 2007). Generalmente cuando la capa activa aumenta su diámetro es por una inestabilidad climática de largo plazo en el sector, además, se incluye la zona somera del permafrost en la capa activa, debido a que la salinidad o contenido de arcilla puede sufrir ciclos de congelamiento y descongelamiento (Trombotto, 2014).

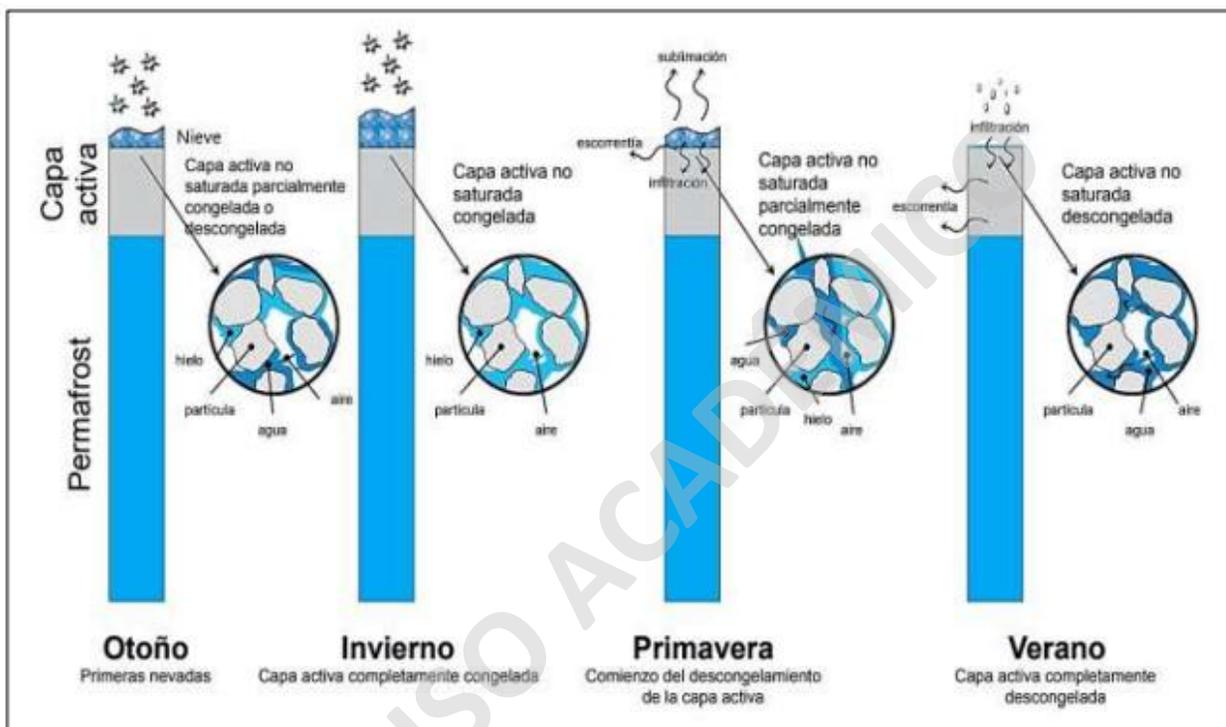


Figura 5.2 Períodos anuales de congelamiento y descongelamiento de la capa activa. Modificado de Trombotto (2014).

5.3.2 Permafrost en Los Andes

Como se dijo anteriormente, el permafrost que se ubica en la Cordillera de Los Andes, es clasificado como permafrost andino o de montaña. Las altitudes inferiores del límite del permafrost, varía desde Los Andes Patagónicos ($51^{\circ}30'$), donde el límite inferior se encuentra a 1.000 m s.n.m.; a las zonas cercanas a Los Andes Centrales, el límite inferior se ubica a 3.700-3.800 m s.n.m. (Roig, 1986). Para definir la distribución del permafrost andino en Los Andes se toma en cuenta la presencia de glaciares rocosos criogénicos activos, siendo la principal representación de permafrost andino, y la temperatura media anual del aire (MAAT) (Barsch, 1978).

Además de la expresión con mayor relevancia de permafrost andinos, existen otros indicadores indirectos de presencia de permafrost, como morfologías termokarst, terrazas de crioturbación, laderas de solifluxión (gelifluxión), y protalus ramparts (Davis, 2000; French, 2007).

Con el factor de temperatura media anual del aire (MAAT) y la presencia de glaciares rocosos criogénicos activos, se realiza la siguiente clasificación (Pino, 2018):

♦ **Permafrost Continuo**

Presente en zonas donde el MAAT es inferior a -3°C (Gruber y Haeberli, 2009), o en sectores donde más del 90% de la superficie esta subyacida por permafrost (Meyer, 2009).

♦ **Permafrost Discontinuo**

Presente en zonas donde el MAAT es inferior de -2°C , y en sectores sobre el límite altitudinal inferior de glaciares rocosos criogénicos activos.

♦ **Permafrost Esporádico**

Presente en zonas donde el MAAT alcanza valores positivos o cercanos a ellos como 0°C a -2°C , o bien, se ubica bajo la zona de glaciares rocosos criogénicos activos.

Para poder realizar la distribución del permafrost local en la zona de estudio, los datos de la temperatura anual del aire (MAAT), los factores criogénicos, la topografía del talud y un estudio a detalle de las remociones en masa presentes en el área, son factores importantes para el desarrollo de este estudio. La deformación del talud a partir de teledetección o levantamientos terrestres y los factores mencionados anteriormente proporcionan un indicativo de las condiciones del permafrost, así como también es posible caracterizar las cabeceras circundantes desde los cuales puede surgir el sedimento (Allen *et al.*, 2007).

5.3.3 Cambio Climático

El calentamiento global ha impactado fuertemente a regiones glaciales y periglaciales alrededor de todo el mundo, una representación de esto es la tasa acelerada de cambios que afecta a las regiones mencionadas (Haeberli y Beniston, 1998). Las zonas glaciares y con presencia de permafrost, ya que como se dijo anteriormente, reaccionan a aumentos drásticos y anómalos de temperatura,

inestabilizando el sistema que representa al permafrost, engrosando la capa activa y desencadenando una serie de factores que degradan el permafrost.

La degradación del permafrost es definida como una disminución natural, o artificialmente inducida del espesor o extensión superficial del permafrost (Trombotto, 2014). Este fenómeno puede ser causado por calentamiento climático, ya que el clima es el que condiciona las características más relevantes del permafrost como la persistencia o desaparición de este, y su formación; por esto, cambios en la temperatura del aire y/o precipitación pueden incidir en las características de distribución, temperatura y espesor. Así como también, la actividad antropogénica, como remoción de la vegetación que actúa como una capa aislante, generación de incendios, inundaciones, entre otros, genera alteraciones en el régimen térmico del suelo, afectando a las características mencionadas (Ahumada, 2007).

Como se mencionó, esta degradación se ve reflejado en las inestabilidades del permafrost, y se representa con el engrosamiento de la capa activa, la disminución de la capa superficial del permafrost, la reducción de la profundidad de la base del permafrost y el tope del permafrost aumenta su profundidad (Trombotto, 2014).

El cambio climático global ha afectado intensamente la estabilidad de la criósfera mundial. Las temperaturas entre 1901-1997 han aumentado en la Cordillera de Los Andes en $0,62^{\circ}\text{C}$, esto significa $0,4^{\circ}\text{C}$ más de lo que se esperaba durante los años 90 por efecto del calentamiento global (Ahumada, 2007). De esta manera, si el régimen climático en aumento persiste, los glaciares de montaña desaparecerían y se produciría un descongelamiento profundo de permafrost (Watson y Haeberli, 2004). Esto significaría una degradación del permafrost, inestabilizando el sistema que mantiene los permafrost, y como consecuencia un aumento de remociones en masa en la zona.

5.4 Geomorfología Local

La geomorfología es el factor condicionante con mayor relevancia en el estudio de remociones en masa. La topografía, altura de las laderas y pendientes, afectan la velocidad, energía y volumen de las remociones en masa (Opazo, 2014).

Las geformas que se encuentran en la zona de estudio son diversas, desde valles fluviales y glaciales, conos de eyección, cicatrices de desprendimiento, entre otros. Al ser un ambiente periglacial, usualmente se pueden reconocer morrenas que indican el avance y retroceso de

glaciares, rocas aborregadas y conos de eyección (Infante, 2009). Este tipo de ambiente se caracteriza por abundante sedimento no consolidado y muy empinado. Es por esto, que son ambientes con alta susceptibilidad de generar remociones en masa (Allen *et al.*, 2017).

5.5 Clima

La zona central de Chile presenta un control de sus precipitaciones principalmente, por mecanismos de interacción océano-atmosfera, como El Niño – Oscilación del Sur (ENOS), período caracterizado por altas temperaturas en sectores superficiales del mar, y provoca un aumento en la pluviometría, lo que genera mayor precipitación. Por otro lado, el fenómeno llamado La Niña se asocia a menos precipitaciones y a veces a aumentos de temperatura (CR, 2015). García (2000) y Sepúlveda *et al.* (2006), plantean que, en períodos de El Niño, los eventos de remociones en masa aumentan.

El sector del Cajón El Morado y sectores aledaños, se caracterizan por tener un gran porcentaje de lluvias (líquidas y sólidas) entre mayo y septiembre (Infante, 2009) con aproximadamente 247,4 mm concentrados en el mes de julio, y un total anual de 1.759,9 mm. El Valle Las Arenas presenta un ambiente de alta montaña y de bajas temperaturas, los datos de la estación meteorológica El Yeso presentan temperaturas medias de verano e invierno 12,5°C y 4,5°C respectivamente, y una temperatura media anual de 8,5°C aproximados, para el año 2019 con datos de la Dirección General de Aguas. Según los términos descritos de Köppen-Geiger es clasificado como un clima mediterráneo frío de lluvia invernal.

6. RESULTADOS

6.1 Evaluación de Factores Condicionantes

Esta etapa de la investigación tiene como objetivo determinar y analizar los sectores del Valle Las Arenas que presenten una mayor susceptibilidad a los procesos de remoción en masa, esto se logra, mediante el reconocimiento y delimitación de los factores condicionantes que afectan la zona. Este capítulo tiene como fin identificar laderas que sean más inestables y a su vez propicias para generar el peligro geológico.

6.1.1 Geología y Geotecnia

La zona de estudio comprende cuatro formaciones de gran relevancia como la Formación Río Damas y la Formación Lo Valdés, al sureste del área de estudio. Hacia el noroeste, se observan las formaciones Colimapu y Abanico, esta última, comprende la Unidad Cerro Retumbadero, siendo su base al sur de la zona. La Formación Río Damas (Jurásico Superior), corresponde a brechas conglomerádicas y conglomerados, con niveles de lavas andesíticas e intercalación de areniscas y limonitas. La Formación Lo Valdés se observa al centro del área de estudio con dirección noroeste, está compuesta por lavas andesíticas e intercalación de rocas marinas, calizas, lutitas y areniscas calcáreas.

Las remociones en masa en Chile Central, principalmente en la Región Metropolitana, son generadas por las formaciones Abanico y Colimapu (Hauser, 1985), las cuales están presentes en el área, debido a la permeabilidad de los materiales que las componen como secuencias de lavas basálticas-andesíticas, tobas y brechas volcanoclásticas, intercaladas por secuencias sedimentarias de areniscas y lutitas (Thiele, 1980). Sin embargo, en la zona de estudio la Formación Colimapu es la que abarca mayor área, esto podría significar que gran parte de los depósitos presentes en la zona provengan de esta formación.

Los depósitos no consolidados consideran depósitos aluviales, coluviales y fluvioglaciales, los cuales se encuentran presente en la zona de estudio en los valles glaciares, además de depósitos morrénicos y remociones en masa antiguas.

Mediante imágenes satelitales (Landsat 8), se realizó una combinación de bandas multiespectrales para delimitar las zonas de alteración hidrotermal del área de estudio. La combinación utilizada fueron las bandas 2-5-6-7, con esto, se observa que el área que afecta la Falla El Diablo, se encuentra alterando a la Formación Colimapu y los depósitos de Yeso que se ubican en el sureste de la zona. Estos depósitos según lo descrito por Thiele (1980) presentarían una resistencia baja, debido a que se ubican a lo largo de fallas y se encuentran triturados entre escamas de imbricación.

Por lo tanto, la Formación Colimapu y los depósitos de Yeso Principal, presentarían una baja resistencia del macizo rocoso, no sólo por la presencia de alteración hidrotermal en estos sectores,

sino que, los antecedentes y la caracterización de estas unidades, las convierte en sectores con una mayor susceptibilidad a generar remociones en masa.

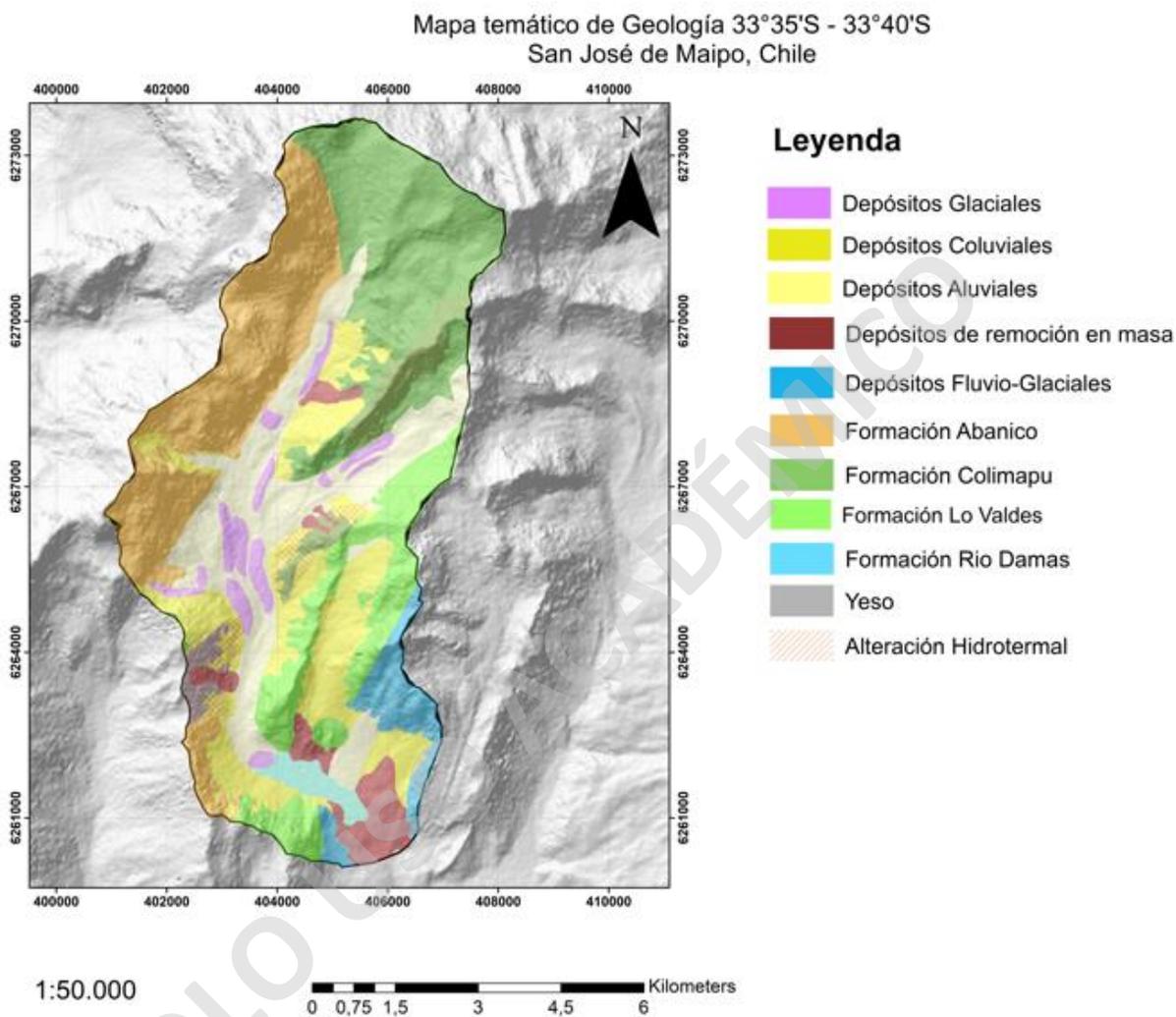


Figura 6.1 Mapa Geológico de la zona de estudio, modificado de Fock (2005). Elaboración propia.

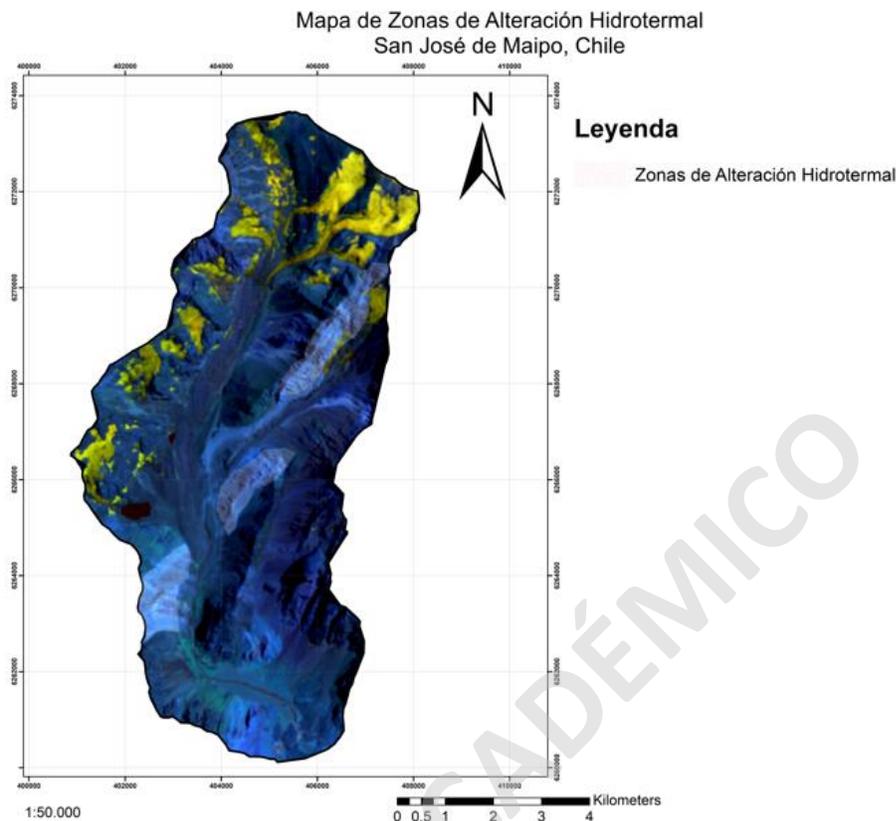


Figura 6.2 Mapa de alteración hidrotermal presente en la zona de estudio. Elaboración propia.

6.1.2 Geomorfología

6.1.2.1 Análisis Morfométrico

Pendiente de Laderas

El factor condicionante con mayor importancia en el estudio de remociones en masa es la pendiente. Esto es porque la topografía escarpada o ángulos altos de este factor son inestabilidades que propician la generación de este peligro (Cruden y Varnes, 1996). Este factor presenta una clasificación según Hauser (1993), en donde las pendientes con ángulos mayores a 25° son propensas a generar flujos o aluviones, o también pueden ocurrir con un ángulo cercano a los 15° .

Este mapa se realizó mediante el programa ArcGis 10.5, con modelos de elevación digital (DEM), obtenido de la página web de USGS. En la figura 6.3 se puede observar en rangos los ángulos de las laderas presentes en el área. En color rojo, se aprecian los valores más altos en grados, lo que significa que las laderas en estos casos presentan mayor inclinación, por lo tanto, una mayor

susceptibilidad a generar remociones en masa. Por otro lado, los colores verdes, representan las laderas con menor grado de inclinación, y a su vez, mayor estabilidad.

En el área de estudio, se puede evidenciar que hay una gran extensión con cambios abruptos de inclinación, lo que significa que en estos sectores se podría esperar remociones en masa con mayor probabilidad que en los sectores con cambios graduales en su pendiente, esto debido a que la energía y la velocidad del desplazamiento se disipa de manera más lentas en superficies planas que en superficies escarpadas (Hungur *et al.*, 2014).

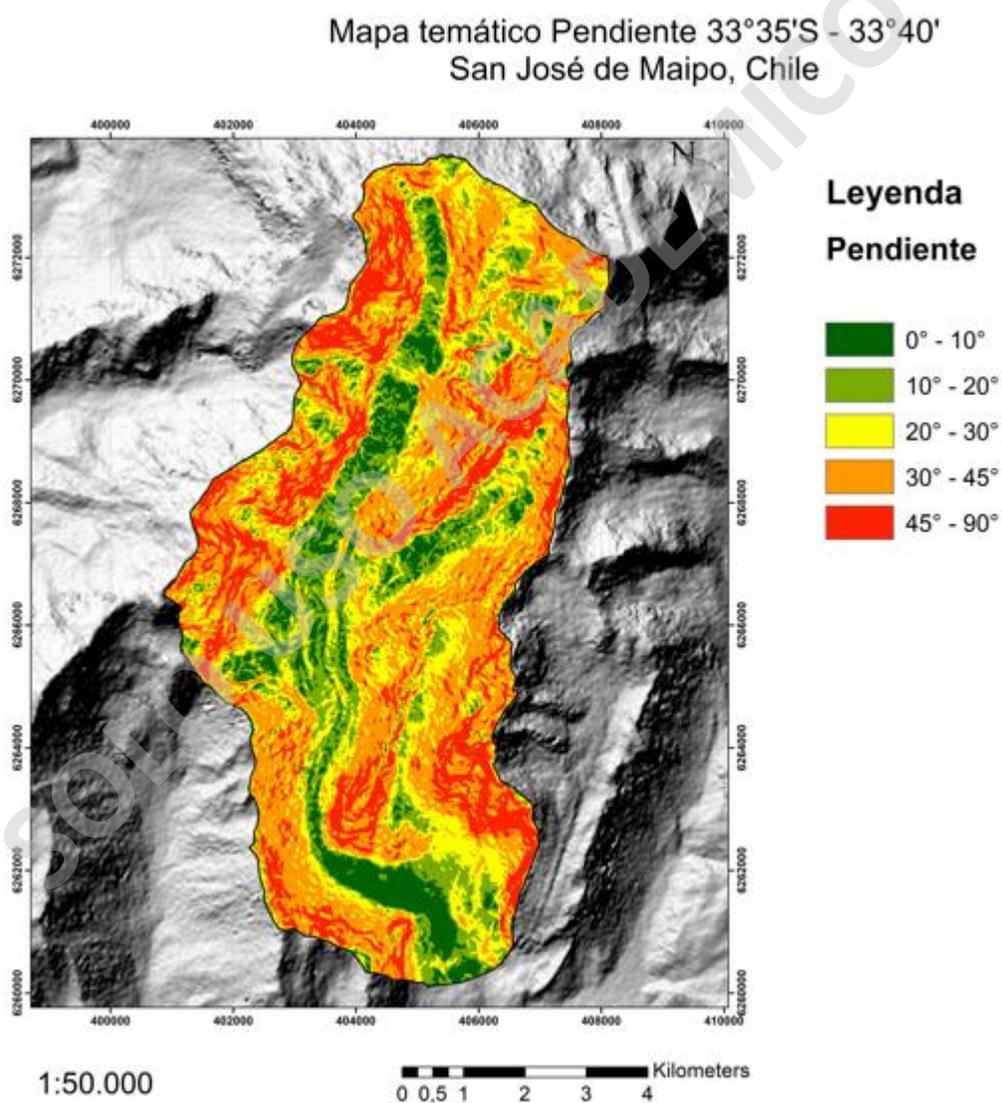


Figura 6.3 Mapa del factor Pendiente.

Como se observa en la figura 6.3, los sectores con mayor probabilidad de generar remociones en masa se concentran en la zona noroeste del área de estudio, con valores de ángulos mayores a 30° . Los sectores con baja pendiente se concentran en los valles de la zona, sobre todo al sector sur. Las pendientes medias se encuentran ubicadas a las faldas de los cerros con mayor pendiente, también representa algunos de los depósitos coluviales y aluviales. Las pendientes de mayor ángulo en el área alcanzan los $81,7^\circ$, mientras que el promedio de pendientes es de 28° .

Orientación de Laderas

Este factor nos permite determinar los sectores que se encuentran más expuestos a factores climáticos que inciden en la resistencia del macizo rocoso. Una mayor exposición de luz solar en este contexto es interesante, no sólo porque las laderas que tengan dirección al norte son obviamente las más expuestas, sino que podrían ser laderas con procesos de capa activa de mayor intensidad.

Como se observa en la figura 6.4, los sectores con menor exposición son los valles de la zona de estudio, con color verde y verde oscuro. Por el contrario, los sectores con mayor exposición se observan en color rojo y naranja, siendo estos los con menor resistencia del macizo rocoso, por ende, con una mayor susceptibilidad.

Mapa de Orientación de Laderas 33° 35'S - 33° 40'S
San José de Maipo, Chile

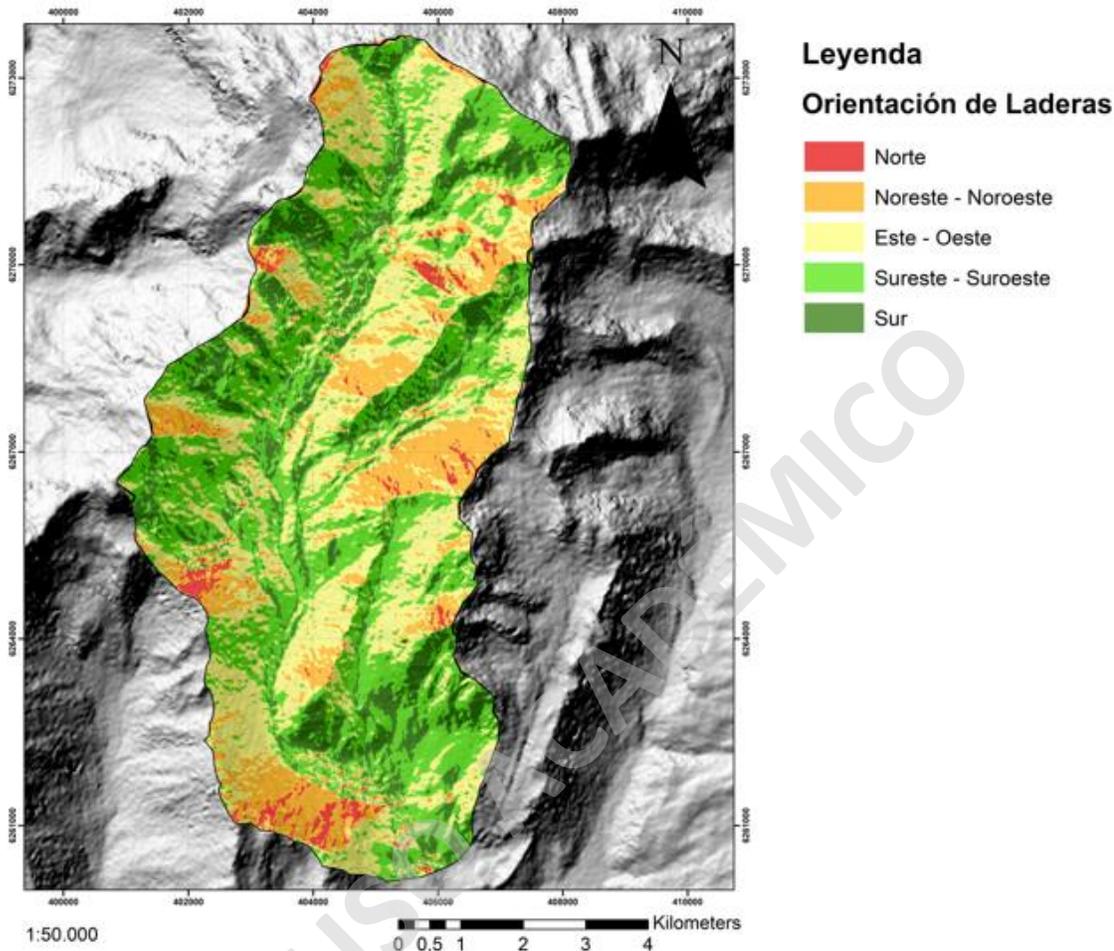


Figura 6.4 Mapa de orientación de laderas presente en la zona de estudio.

Elevación y Crioclastia

La crioclastia como agente desestabilizador de laderas, tomando los procesos de hielo y deshielo, provocaría una disminución en la calidad del macizo rocoso. Por esto, a mayor elevación, tendríamos una menor calidad de la roca, que en menores elevaciones. En la zona de estudio, la elevación comprende valores entre los 2.500 a 5.500 m s.n.m.

Se entiende que al valor mínimo de elevación este sector ya se encuentra expuesto a procesos de hielo y deshielo durante el invierno, y también afectado por procesos de nieve en la misma época. Sin embargo, al ir aumentando la elevación, la zona presenta una exposición intensa a procesos de

hielo y deshielo. De este modo, a mayor elevación mayor la susceptibilidad de generar remociones en masa debido a una exposición fuerte al agente desestabilizador, disminuyendo así la competencia del macizo rocoso.

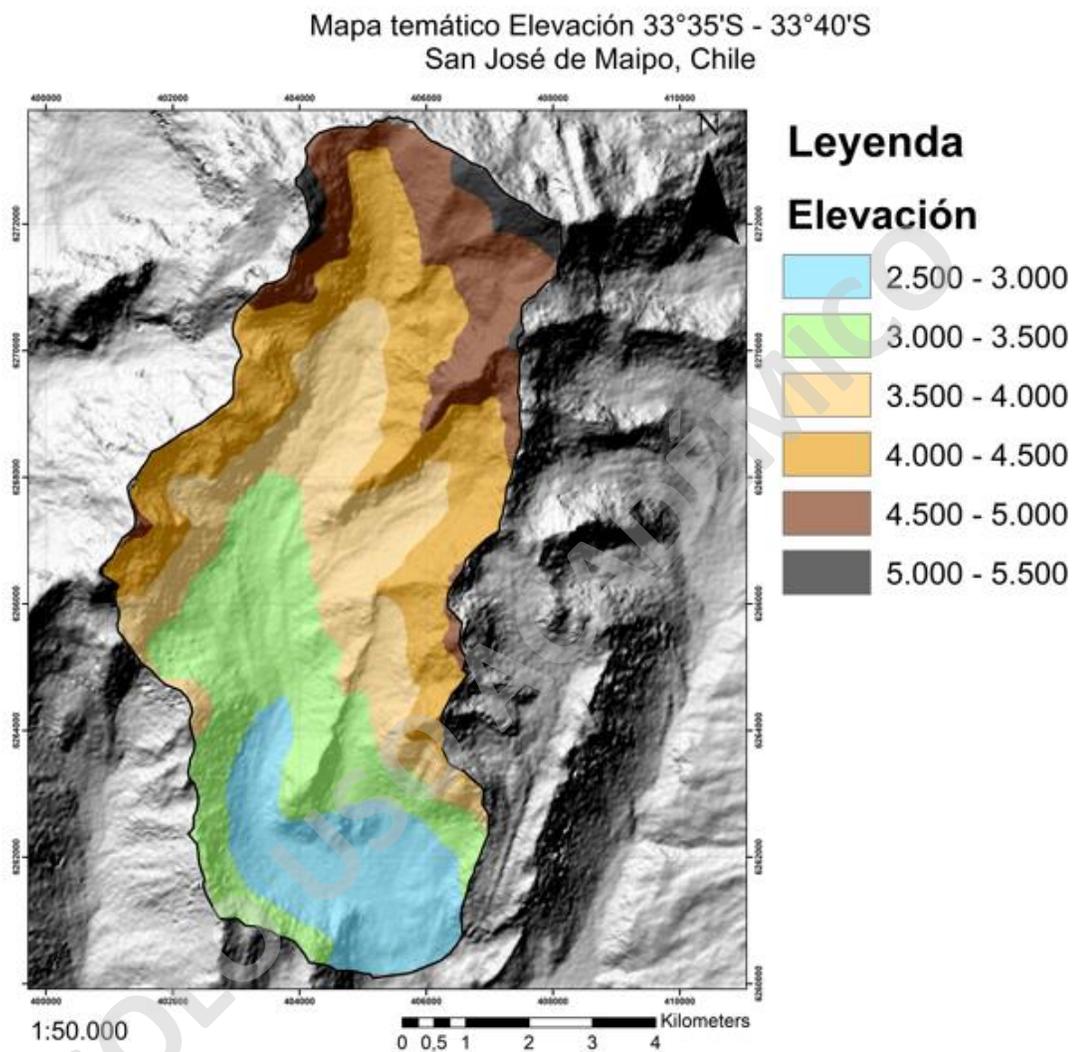


Figura 6.5 Mapa de Elevación de la zona de estudio.

En la figura 6.5 se observan altitudes importantes, representando a los Cerro Loma Larga, Mesón Alto, Cortaderas, entre otros. Las zonas con menor elevación se encuentran al sur del área, mientras que los de mayor elevación se concentran al noreste del valle, tomando un valor máximo de 5.385 m s.n.m., valor mínimo de 2.500 m s.n.m y promedio en 3.790 m s.n.m.

En conclusión, con el análisis morfométrico de la zona, podemos decir que la pendiente que predomina en las laderas son ángulos mayores a 30°, en su mayoría con orientación sureste-

suroeste y con elevación promedio de 3.790 m s.n.m., lo que indica una fuerte exposición de procesos de hielo y deshielo. Esto nos entrega información característica de las laderas más susceptibles a generar remociones en masa.

6.1.2.2 Geformas

Identificar las geformas del Valle Las Arenas es relevante para el posterior estudio del índice de susceptibilidad. Conocer a detalle la geomorfología, geología, entre otras características de la zona, nos ayudará a obtener mejores resultados en los mapas de susceptibilidad.

Este mapa se realizó mediante el análisis de imágenes satelitales y con el software Google Earth Pro.

Tabla 6.1 Descripción de las geformas observadas en el área de estudio.

Morfología	Descripción de la forma	Morfología	Descripción de la forma
Abanico Aluvial	Superficie convexa o planar con forma de abanico.	Circo Glaciar	Depresiones en forma de anfiteatro con paredes con alta pendiente.
Cono de Deyección	Presenta formas de cono, se ubican en los pies de las laderas, en general presentan alta pendiente (mayor que un abanico aluvial).	Lago Proglaciar	Acumulación de agua en bajas pendientes, la depresión es producto de la abrasión del glaciar, debe estar ubicado en la misma dirección de los deshielos y debe tener una especie de presa, generalmente una morrena frontal.
Caída de Rocas	Superficie que no presenta una forma en particular, con gran extensión y en general se puede observar la cicatriz en el macizo rocoso.	Kettle Hole	Depresiones que se generan por bloques de hielo que quedan sobre los sedimentos producto del retroceso del glaciar que con el tiempo se entierran en los sedimentos y se derriten dejando estas cavidades.
Deslizamiento	Superficie con forma de lobulo, se observa cicatriz en el macizo rocoso.	Ladera de Caída	Superficie generalmente de alta pendiente formando los lados de un cerro. Potencialmente podría generar depósitos coluviales/aluviales, entre otros.
Morrena Frontal	Corresponde a una superficie lobulada convexa que se puede observar en el valle, representa eventos de avance del glaciar.	Cima	Superficie plana de baja pendiente que se ubica generalmente en las zonas altas de un cerro.
Morrena de Fondo	Superficie lobulada que se ubica bajo un glaciar y sobre el macizo rocoso, en general se encuentran al mismo nivel del fondo de valle.	Valle Glaciar	Corresponde a una superficie de morfología en "U", encauzada y generada por procesos glaciares.
Morrena Lateral	Superficies convexas que representan eventos de avance del glaciar y se ubican en los costados del valle.		
Terraza Aluvial	Superficie de plataforma plana, y se encuentra topográficamente a mayor elevación que los cursos de agua.		

Los conos de deyección y abanicos aluviales se ubican en su mayoría a las faldas de los grandes cerros, y en el sector sur de la zona de estudio, esto debido a la alteración hidrotermal y la meteorización de ambientes cordilleranos. Sin embargo, los conos de deyección también se encuentran al norte debido a los procesos de crioclastia de la roca a mayor elevación.

Se puede observar que los valles glaciares de norte a sur abarcan gran extensión del área, incluyendo depósitos morrénicos y depósitos fluvioglaciares. Los valles glaciares se pueden dividir en dos, como Valle Principal, con dirección norte-sur y Valles Secundarios, con direcciones este-oeste y de menor tamaño, que corresponderían a prolongaciones de los circos glaciares.

Por otro lado, la identificación de remociones en masa antiguas se logró a través de la observación de escarpes de deslizamientos o coronas de remoción, así como también el gran volumen desplazado de roca muy cercano a los escarpes.

6.1.3 Hidrología e Hidrogeología

La zona de estudio presenta una red de drenaje de menor tamaño, llamados esteros. En este caso, el Estero Morado con dirección noeste-suroeste, generado mediante glaciares dentro del área de estudio, como el Glaciar El Morado, siendo este el principal aporte para el sistema hidrológico.

El Estero Morado, presenta su inicio cercano a los cerros Cortaderas. Cuando el cauce se encuentra a la altura del Glaciar El Morado alcanza mayor envergadura, debido a afluente que se ubica cerca del glaciar. Hacia el sur confluye con el Estero Las Placas para finalizar aguas abajo aportando al cauce del Río Volcán.

Como se mencionó, el lago proglaciar del Glaciar El Morado, llamado Laguna El Morado se originó en la década de 1950, y contribuye una acumulación de agua de 3,6 millones de m³ y una profundidad máxima de 68 m (Farías-Barahona D., *et al.* 2020).

Mapa de redes hidrográficas 33°35'S - 33°40'S
San José de Maipo, Chile

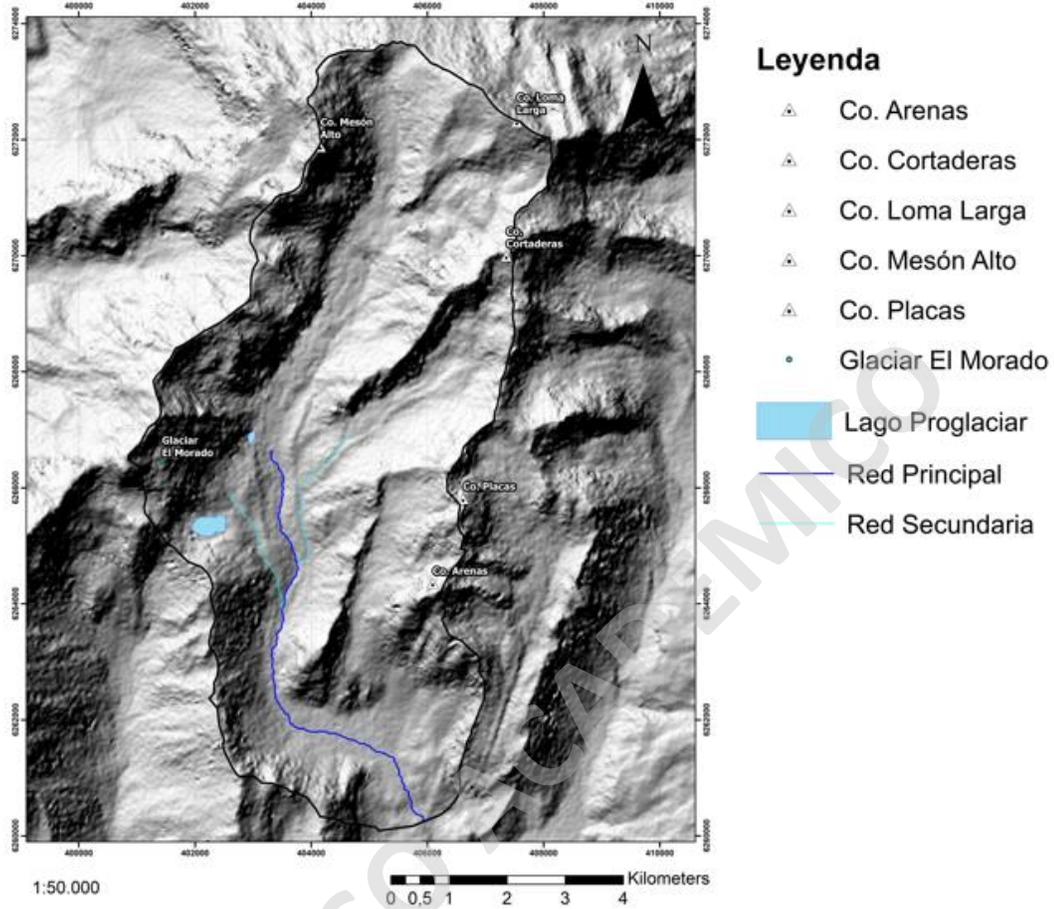


Figura 6.6 Mapa de redes hidrográficas y cuerpos de agua en el área de estudio.

Mediante imágenes satelitales de Google Earth Pro y modelos DEM, se realizó las redes hidrográficas del área de estudio. En la actualidad, el Estero Morado sigue el curso del valle con pendientes bajas. Cercano al Cerro Cortaderas, la red es rectilínea con ninguna presencia de redes secundarias y una mayor erosión y menor depositación, mientras que hacia el sur en donde confluye con ambas redes secundarias, su característica es anastomosada con menor erosión y mayor depositación.

6.1.4 Vegetación

La vegetación podría ser un factor condicionante de importancia ya que estabiliza las laderas, sin embargo, en zonas climáticas lluviosas con poca vegetación, como lo es la zona de estudio, poca influencia representa al estabilizar laderas. No obstante, el Valle Las Arenas reúne condiciones

para que se generen áreas verdes en períodos de verano, esto posiblemente por la exposición a rayos solares.

Mediante imágenes satelitales del año 2021 (Landsat 8), descargadas desde el sitio web del Servicio Geológico de Estados Unidos, se calculó el índice de vegetación de diferencia normalizada o NDVI. Con las bandas número 4 y 5 y la herramienta de *Raster Calculator*, se eligieron los meses de febrero y julio, los cuales corresponden a los meses con mayor y menor vegetación, respectivamente.

Como se puede observar en la figura 6.7, el mes de febrero presenta vegetación ligera y media en el sur de la zona de estudio, centrada en el valle del sector. Mientras que el norte de la zona, tanto en febrero como julio, se caracteriza por una ausencia de vegetación, esto debido al típico ambiente de alta montaña que no permite la generación de áreas verdes. Por esto, es muy esperable que la zona norte del área de estudio, presente una mayor susceptibilidad a generar remociones en masa.

En la figura 6.7, en el mes de julio, se observa un cambio drástico en la vegetación, representada por unos sectores muy acotados y de pequeña extensión con vegetación ligera, esto debido a la nieve y hielo que cubren el Valle Las Arenas en períodos nivales.

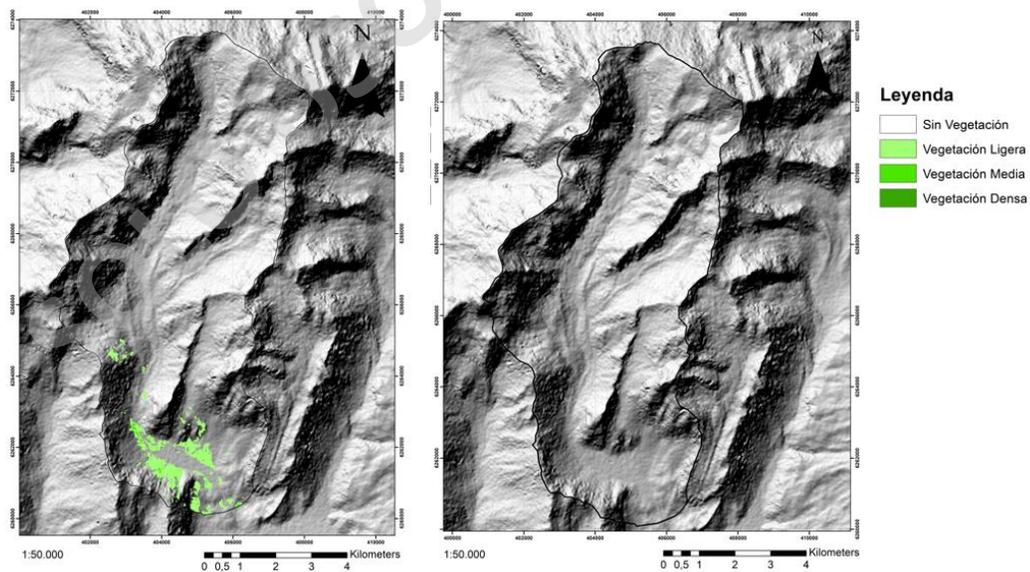


Figura 6.7 Mapas del Índice de Vegetación Normalizada del área de estudio en el mes de febrero de 2021 (izquierda) y en el mes de julio de 2021 (derecha).

De manera adicional, se realiza un mapa con el catastro de vegetación nacional con datos extraídos de IDE Chile, con fuente CONAF, actualizado el año 2019. Se logra observar que en la zona sur del área de estudio hay vegetación.

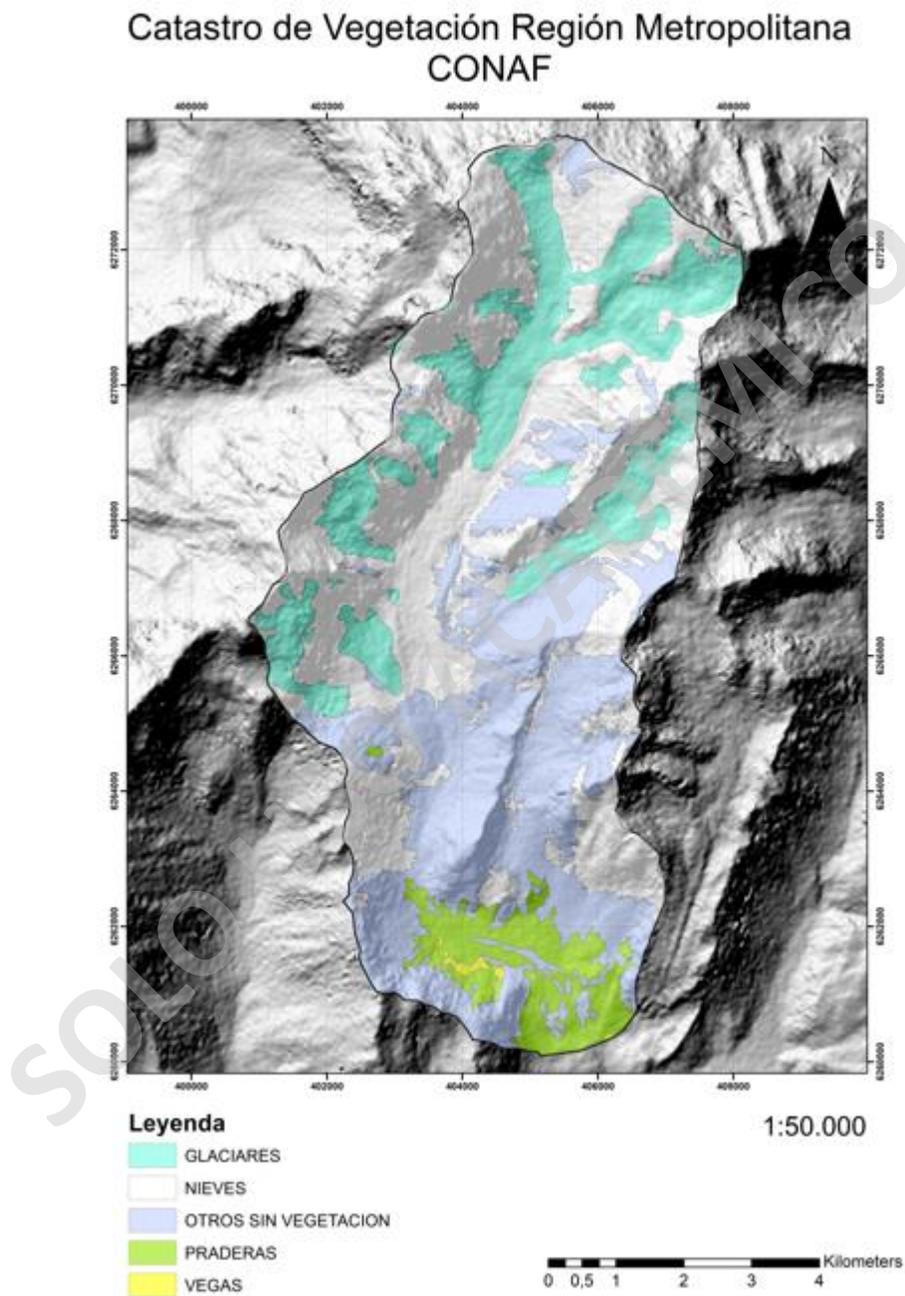


Figura 6.8 Mapa del catastro nacional de vegetación y usos de suelo, datos extraídos del sitio web de IDE Chile con fuente CONAF.

Debido a la poca vegetación y al bajo porcentaje que tendría su influencia para favorecer o desfavorecer la generación de remociones en masa, se decidió no analizar este factor condicionante.

6.1.5 Clima

El área de estudio se caracteriza por un clima mediterráneo frío de lluvia invernal (Köppen-Geiger), este clima es típico de alta montaña con bajas temperaturas, añadiendo también los elevados cambios de altura y la orientación de los valles. Estudios plantean que las zonas aproximadas al Valle Las Arenas se caracterizan por grandes lluvias (líquidas y sólidas) en el mes de julio (Infante, 2009), esto apoya lo dicho anteriormente con respecto a la poca vegetación en meses de invierno. No obstante, investigaciones recientes indican que desde el 2010 Chile Central está siendo afectado por una “mega-sequía”, afectando no sólo la hidrología del sector, sino que también la vegetación (Garreaud *et al.*, 2017, 2019), y también a glaciares de los Andes Centrales (Burger *et al.*, 2019; Dussailant *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2019, 2020).

Debido a que el cambio climático puede generar variaciones relevantes en el área de estudio, como, modificaciones en la hidrología, vegetación, procesos erosivos, entre otros, es necesario indagar de manera más profunda este capítulo.

En primer lugar, se determina el clima mediante la clasificación de Köppen-Geiger, estudiada por Sarricolea *et al.*, 2017. Esta clasificación se realizó mediante datos de temperatura y precipitación mensual. Si bien, la información es cada 1 km², logra entregarnos nociones generales del clima en el área de estudio.

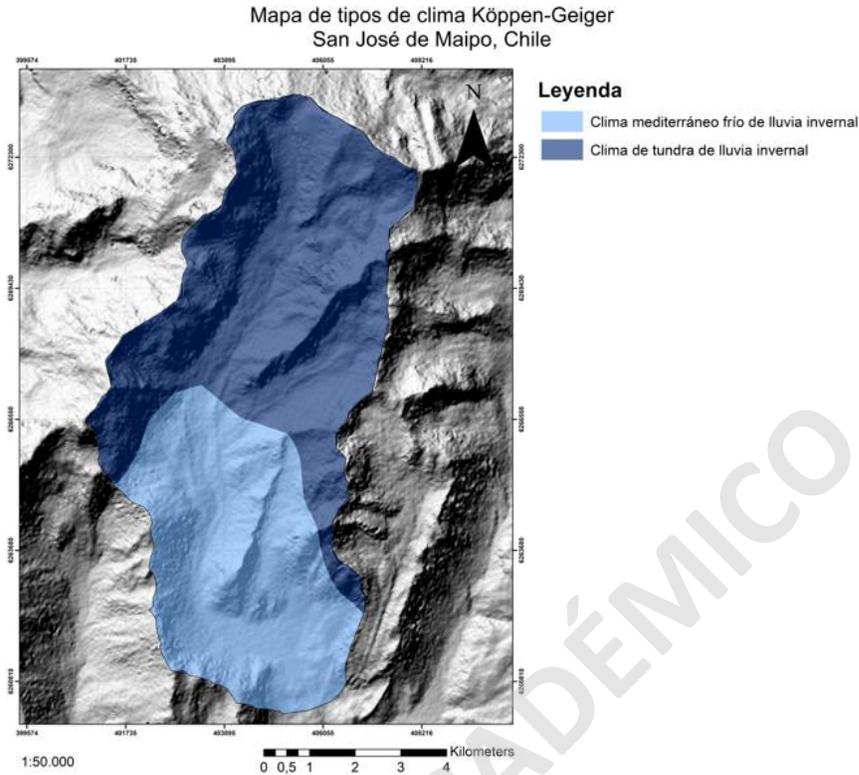


Figura 6.9 Mapa de los tipos de clima encontrados en el área de estudio según Köppen-Geiger.

Como se observa en la figura 6.9, el área de estudio se encuentra representada por dos tipos de clima. En el sector norte predomina un clima de tundra de lluvia invernal, se caracteriza por presentar temperaturas menores a 10°C que bordea los 0°C en períodos de invierno. Por otro lado, la zona sur del área de estudio presenta un clima mediterráneo frío de lluvia invernal. Por esto, la vegetación es mayor al sur del área y no existe al norte.

Por último, se realiza un análisis de las precipitaciones y temperaturas registradas en la estación meteorológica más cercana que corresponde a la estación El Yeso Embalse de la Dirección General de Aguas (DGA). Todos los datos obtenidos para realizar los gráficos fueron extraídos del sitio web CR2 (explorador.cr2.cl).

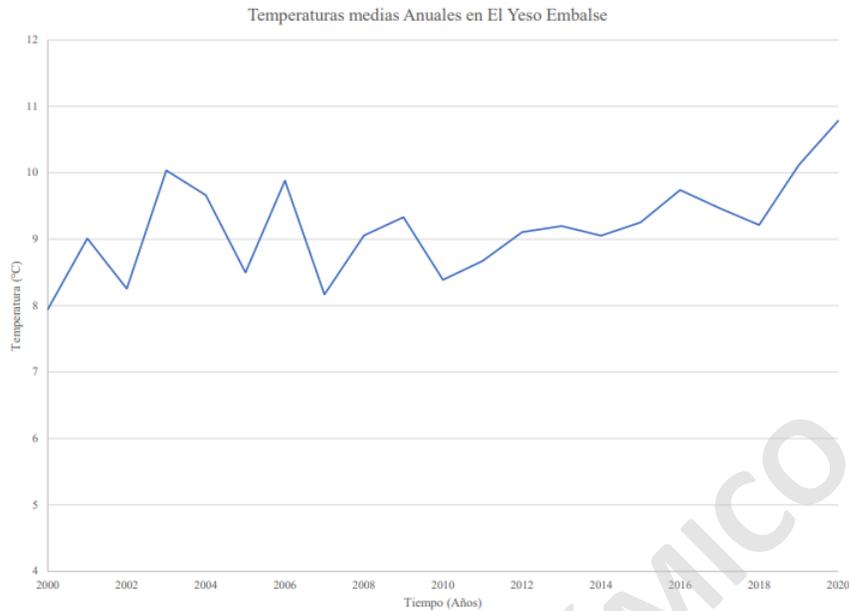


Figura 6.10 Gráfico de las temperaturas medias anuales entre los años 2000-2020 medidas en la estación meteorológica El Yeso Embalse, extraídas del sitio web CR2 y como fuente la DGA.

Como se observa en el gráfico, la temperatura promedio anual en el Valle Las Arenas ha ido en aumento, donde en el año 2000 la temperatura alcanzaba en promedio un 7,9 °C y en el año 2020 alcanza un 10,7 °C. Con respecto a las temperaturas máximas y mínimas, la tendencia en estos últimos 20 años es al alza en ambas temperaturas, la máxima en el año 2000 alcanzaba un 12,7 °C, en el 2020 llega hasta un 21,2 °C. Por otro lado, las temperaturas mínimas en el año 2000 llegaban a un 3,1 °C y veinte años después la temperatura mínima es de 9,6 °C.

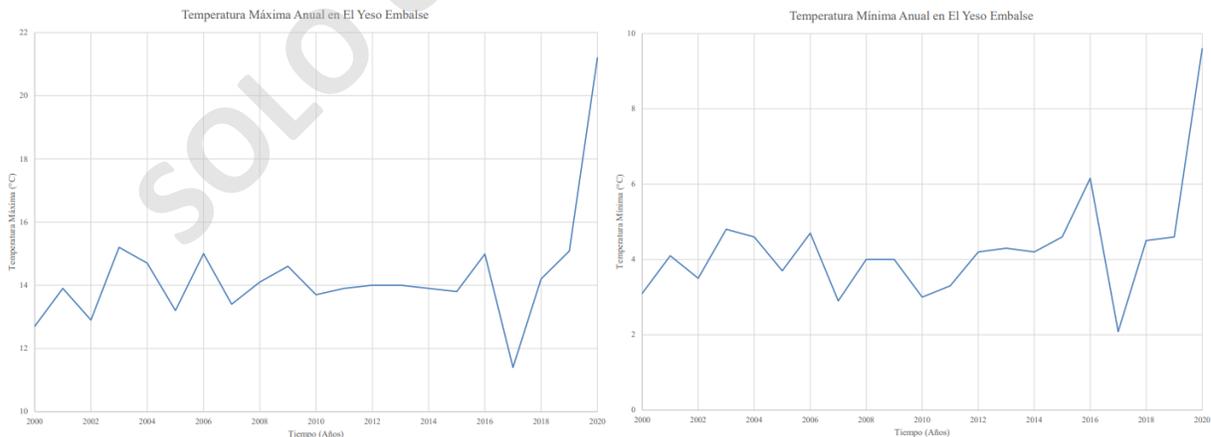


Figura 6.11 Gráficos de las temperaturas anuales máximas (izquierda) y mínimas (derecha), entre los años 2000-2020, extraídas del sitio web CR2 y con fuente DGA.

Por otro lado, las precipitaciones de igual manera tienen una tendencia, sin embargo, esta es a la baja como se observa en el gráfico. En el año 2000 las precipitaciones alcanzaban el valor de 1.154,7 mm/año y ha disminuido hasta llegar a un 117,3 mm/año.

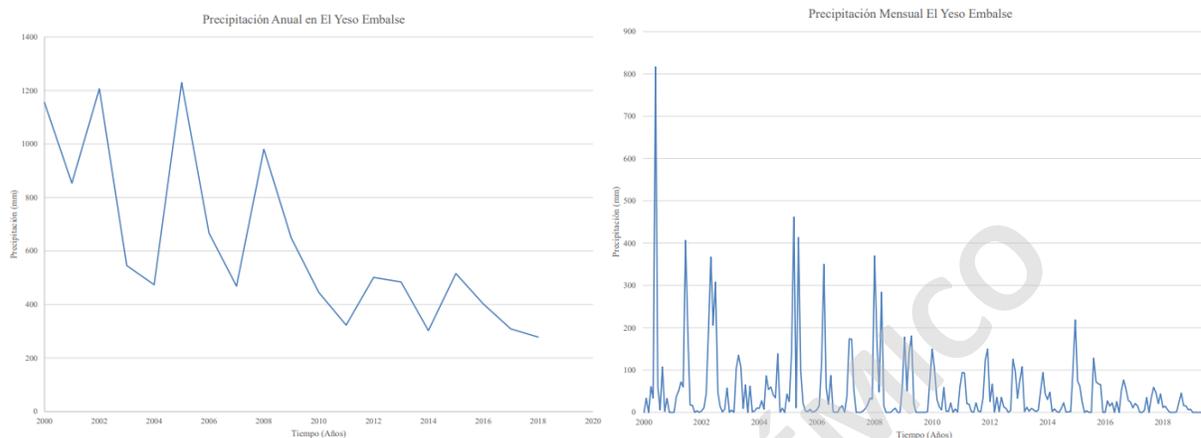


Figura 6.12 Gráficos de la Precipitación anual (izquierda) y mensual (derecha), entre los años 2000-2019, extraídas del sitio web CR2 y con fuente DGA.

6.1.6 Actividad Antrópica

El Valle Las Arenas se encuentra muy cerca de los trabajos realizados actualmente por el Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo (PHAM). Estos trabajos consisten en la construcción de una planta hidroeléctrica con dos centrales hidráulicas de pasada que aportarán al Sistema Interconectado Central (SIC). Este proyecto, como se explica en los datos entregados al Servicio de Evaluación Ambiental, se divide en diversas actividades, siendo las más relevantes para este sector la construcción de túneles, bocatomas de aguas, construcción de camino, entre otras actividades antrópicas. Esto puede causar inestabilidad en laderas cercanas o bien, modificar de manera incorrecta el paisaje morfológico.

El Túnel El Volcán, es una de las construcciones que preocupa en este sector, el portal de este túnel se encuentra ubicado al suroeste del área de estudio, tendría una longitud de 14 km., y su objetivo es recolectar caudales de cauces cercanos como lo es el Estero Morado, a través de bocatomas de aguas. El portal de entrada está ubicado en la Formación Rio Damas, el cual va avanzando de manera subterránea por las formaciones Lo Valdés, Colimapu y Abanico. El túnel estaría finalizado en el año 2022.

Este tipo de construcciones son un factor que ejerce control no sólo en la estabilidad de las laderas, sino que también en la adición de material removible, modificaciones en las redes hidrográficas de la zona y en la topografía, esto puede generar una disminución en la resistencia del material. Además, los sectores donde se realizan actividades antrópicas son desfavorables debido a que en el área donde se llevan a cabo los procesos de excavación, como lo es el Túnel El Volcán, soportan mayor tensión.

6.1.7 Degradación del Permafrost

Este factor en el estudio presenta relevancia debido a las condiciones favorables para la formación de permafrost, como el ambiente periglacial, altas cumbres y glaciares, como el Glaciar El Morado, Mesón Alto y Loma Larga, con procesos de soliflucción evidenciados en imágenes satelitales que podrían representar zonas de permafrost.

La zona de estudio se ha visto afectada por cambios de temperatura, específicamente un aumento de esta, lo que se traduce en un adelgazamiento de los glaciares mencionados (Burger et al., 2019; Dussaillant et al., 2019; Farías-Barahona et al., 2019, 2020). Este aumento de la temperatura podría estar afectando al permafrost de la zona sumado a factores como el cambio climático, variaciones abruptas de la vegetación y la actividad antrópica presente en el área, estaríamos hablando de las principales causas de la degradación del permafrost (Trombotto, 2014). Entendiendo esta degradación como el engrosamiento de la capa activa la cual se ve fuertemente afectada por cambios de temperatura.

Debido a procesos de hielo y deshielos que provocan la disminución de la calidad del macizo rocoso, es necesario enfatizar en la degradación del permafrost como un capítulo aparte del clima. Esto debido al engrosamiento de la capa activa que genera procesos de saturación de suelos, acompañado de la crioclastia (evaluada en epítafes anteriores) que genera fracturas en la roca, disminuyendo aún más la resistencia de la roca.

En primer lugar, para lograr el objetivo de limitar los sectores con presencia de permafrost, se analiza el mapa global de índice de zonificación de permafrost (geo.uzh.ch/microsite/cryodata/pf_global) de la Universidad de Zurich, propuesto por Gruber (2012). Independiente de que este índice delimita mejor los sectores con permafrost a una distancia

de 1 km², Schmid et al., 2015, el índice a utilizar es una de las mejores herramientas para delimitar permafrost en sectores que no presentan estudios previos.

En la figura 6.13, se pueden observar los sectores con permafrost continuo que se concentran en la zona donde se ubican los glaciares de gran extensión a grandes altitudes. Además, se observan sectores donde el permafrost está presente en condiciones favorables más hacia el sur del permafrost continuo. En la zona sur del área de estudio no se presentan condiciones para la formación de suelo congelado, y tampoco se evidencian en imágenes satelitales procesos que nos indicarían la existencia de este cuerpo.

Los sectores con permafrost en condiciones favorables o de franja de incertidumbre, serían los más expuestos al engrosamiento de capa activa, debido a que el permafrost tendría una menor profundidad, por lo tanto, serían las zonas más susceptibles para generar remociones en masa.

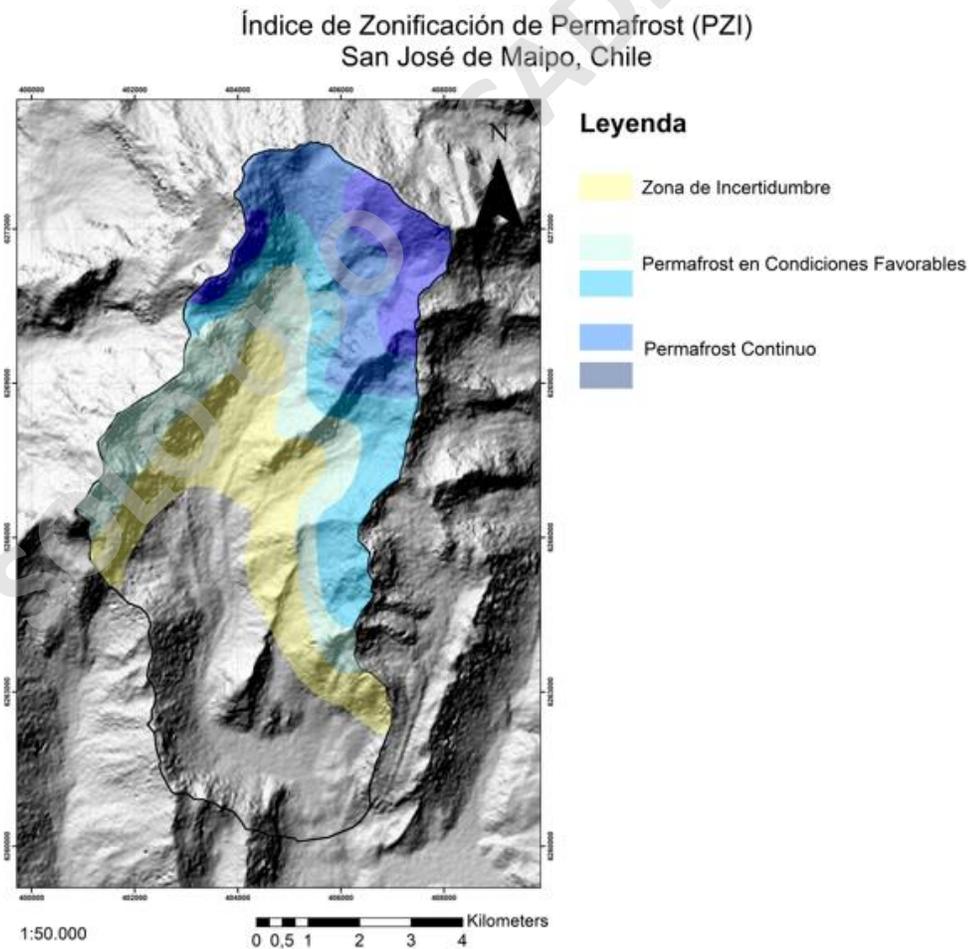


Figura 6.13 Mapa del Índice de Zonificación de Permafrost, con datos extraídos del mapa global propuesto por Gruber (2012).

Luego, se realiza un análisis de imágenes satelitales (Landsat 8) con fecha enero de 2014, obtenidas del sitio web del Servicio Geológico de Estados Unidos. Esto para conocer el índice llamado Temperatura de la Superficie Terrestre (LST), el cual delimita suelos con temperaturas menores a 0 °C, que podría indicarnos la presencia de suelo congelado. Como se observa en la figura 6.13, las zonas con permafrost se ubican en el sector norte del área, próximas a los glaciares presentes.

Además, como se observó en el gráfico de las temperaturas medias anuales medidas en la estación meteorológica El Yeso Embalse, el sector presenta un aumento de aproximadamente 3 °C en 20 años. Adicionalmente, se realiza una comparación de LST en 3 años 2014, 2017 y 2021, donde se puede observar cómo la temperatura de la superficie terrestre ha ido aumentando de manera preocupante en el área de estudio. Los cambios más abruptos son en el sector norte de la zona, donde el área de temperaturas mínimas disminuye y por el lado contrario, las áreas de temperaturas máximas aumentan su tamaño y se puede observar que en el 2021 comienzan a aparecer zonas con temperaturas mayores a 40 °C dentro del sector.

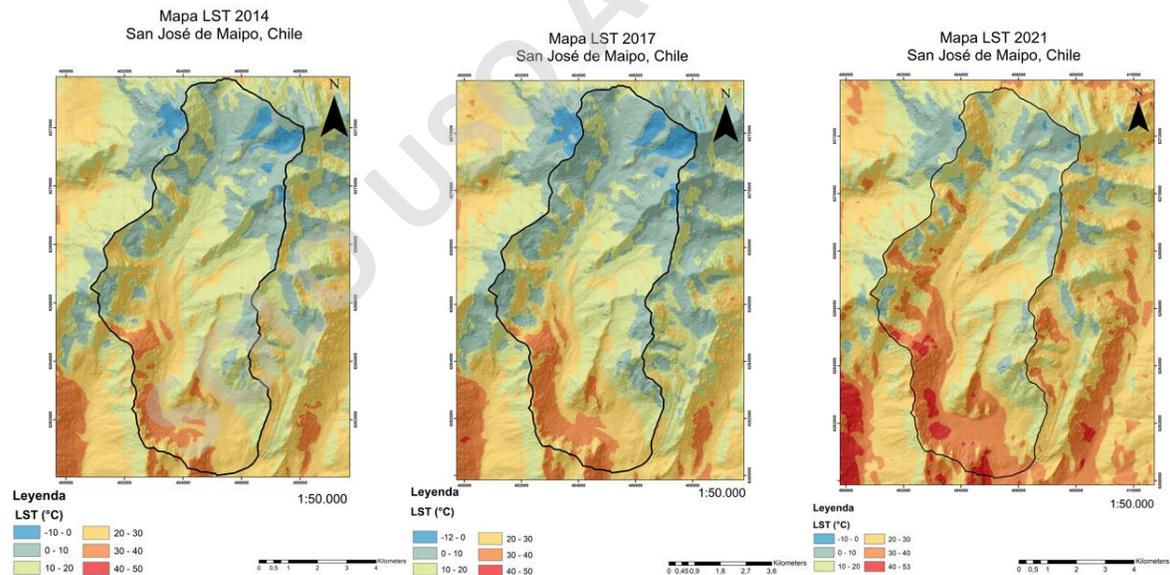


Figura 6.14 Comparación de la Temperatura Superficial del Suelo (LST) entre los años 2014, 2017 y 2021.

Por las razones mencionadas en este capítulo de evaluación de factores condicionantes, sumando los análisis de la degradación del permafrost, podemos inferir que la zona norte del área de estudio se encontraría más susceptible que la zona sur a la generación de remociones en masa.

6.2 Evaluación de Factores Gatillantes

Los factores desencadenantes en este caso, se definen como factores externos que generan una respuesta representada por una remoción en masa, esto a través de un incremento rápido de los esfuerzos o bien, la disminución de la resistencia del macizo rocoso de una ladera (Wieczorek, 1996). En este estudio, se analizarán los factores gatillantes asociados a las precipitaciones, sismicidad y los procesos causantes de la degradación del permafrost. De manera adicional, se analizarán proyecciones climáticas para conocer el efecto del cambio climático en la zona.

6.2.1 Precipitaciones

Las precipitaciones, en el contexto de factor gatillante de remociones en masa, aumentan el grado de saturación del material, por lo tanto disminuye la resistencia del macizo rocoso en un período de tiempo determinado, bajando la estabilidad de las laderas.

Código BNA	05703008-9
Nombre Estación	EL YESO EMBALSE
UTM Este	399081
UTM Norte	6273246
Altitud	2475
Latitud	33° 40' 33"
Longitud	70° 05' 19"
Vigencia	VIGENTE
Fecha Inicio	01/07/1963
Código Cuenca	057
Código Subcuenca	0570
Código SubSubcuenca	05703
Región	METROPOLITANA
Provincia	CORDILLERA
Comuna	SAN JOSE DE MAIPO

Figura 6.15 Datos de la estación meteorológica El Yeso Embalse extraídos de la Dirección General de Aguas.

En este estudio, la estación meteorológica con mayor densidad de datos y más cercana al área, que se analizará será El Yeso Embalse. Esta se ubica a 8 km aproximadamente al noroeste del inicio del Estero Morado a 2478 m s.n.m., como se observa en la figura 6.16, la estación se encuentra sobre los 700 mm anuales de precipitación, mientras que el área de estudio se ubica sobre los 1.000

mm hasta en 1.500 mm en el sector sur. La estación nos entregará datos de precipitación del área en general y ayudará a calcular el período de retorno.

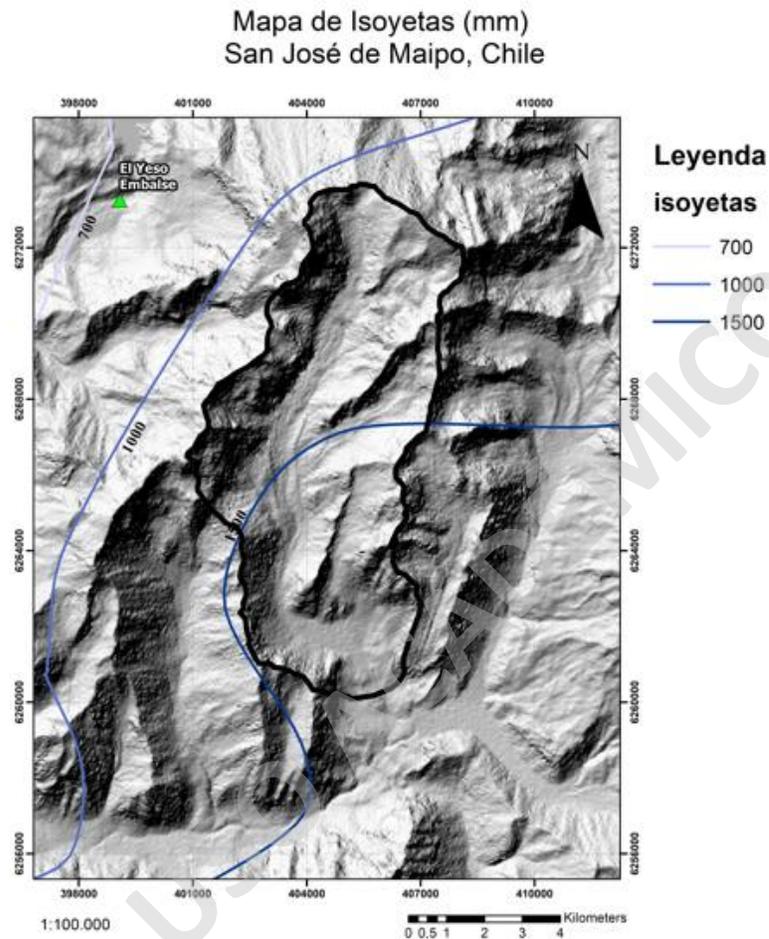


Figura 6.16 Mapa de isoyetas del área de estudio, información extraída de DGA.

La estación contiene datos desde el año 1962 hasta el 2019, esta es una de las características para seleccionar El Yeso Embalse como una fuente para analizar las precipitaciones en el área de estudio. En el gráfico se pueden observar las precipitaciones anuales de cada año en el rango mencionado anteriormente, se puede notar un descenso de las lluvias en el sector, con un punto de quiebre en el año 2011, donde comienza un descenso muy evidente de las precipitaciones, llegando al año 2019 con 117,3 mm. A pesar de que los datos que existen del año 2020, sólo hasta el mes de julio, podrían mostrar un aumento en las precipitaciones, no es un dato confiable debido a la ausencia de medición en algunos meses y no es suficiente para demostrar que el período de sequía se ha acabado.

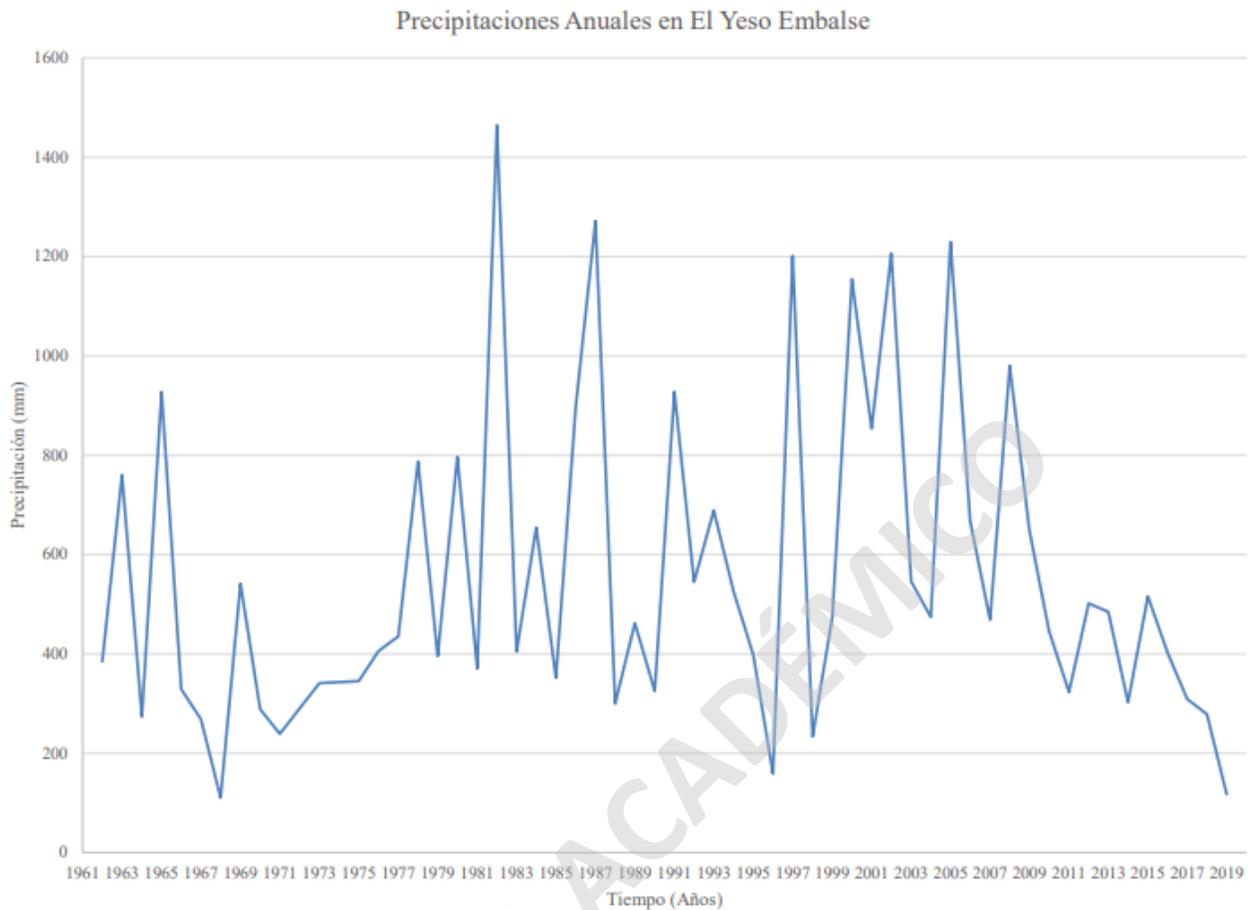


Figura 6.17 Gráfico de las precipitaciones anuales medidas en El Yeso Embalse entre los años 1962-2019. Datos extraídos del sitio web CR2 con fuente DGA.

Además, en el gráfico podemos observar las precipitaciones anómalas con mediciones mayores a 1.200 mm. Los años correspondientes serían 1982 con 1.464,4 mm, el año 1987 con 1.271,5 mm anuales, 1997 con 1.201,4 mm, 2002 con 1.206,2 mm y 2005 con 1.229,5 mm anuales. Estos períodos con anomalía tienen su explicación en el fenómeno llamado El Niño, que principalmente incrementa las precipitaciones. Por otro lado, el fenómeno La Niña disminuye las precipitaciones causando períodos de sequías.

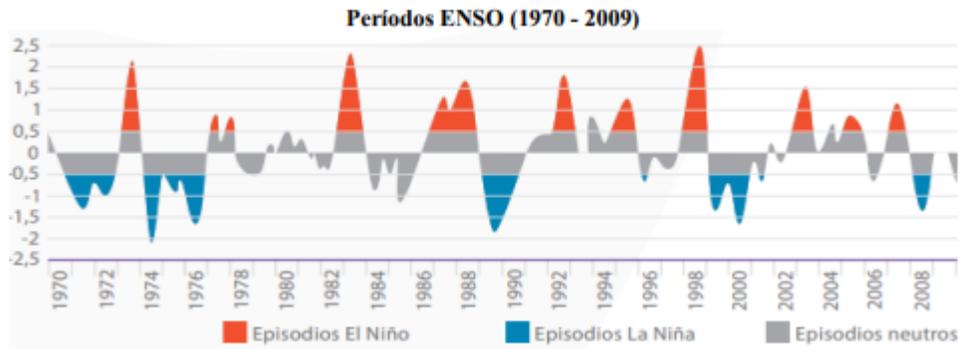


Figura 6.18 Gráfico de los períodos ENSO entre los años 1970-2009. Extraído de Comunidad Andina (2009).

Como se observa en la figura 6.18, los años con mayor precipitación coinciden con los períodos de El Niño. Así como también, podemos observar los años más secos como 1988 con 299 mm, 1996 con 158 mm y 1999 con 233 mm, se asocian con el fenómeno de La Niña.

Tabla 6.2 Eventos históricos de los fenómenos El Niño y La Niña. Extraído del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de La Armada (SHOA).

Eventos del Fenómeno de El Niño	
Inicio	Fin
Abril, 1982	Julio, 1983
Julio, 1986	Marzo, 1988
Abril, 1997	Mayo, 1998
Abril, 2002	Abril, 2003
Junio, 2004	Marzo, 2005

Eventos del Fenómeno de La Niña	
Inicio	Fin
Abril, 1988	Junio, 1989
Agosto, 1995	Abril, 1996
Junio, 1998	Julio, 2000
Septiembre, 2000	Marzo, 2001

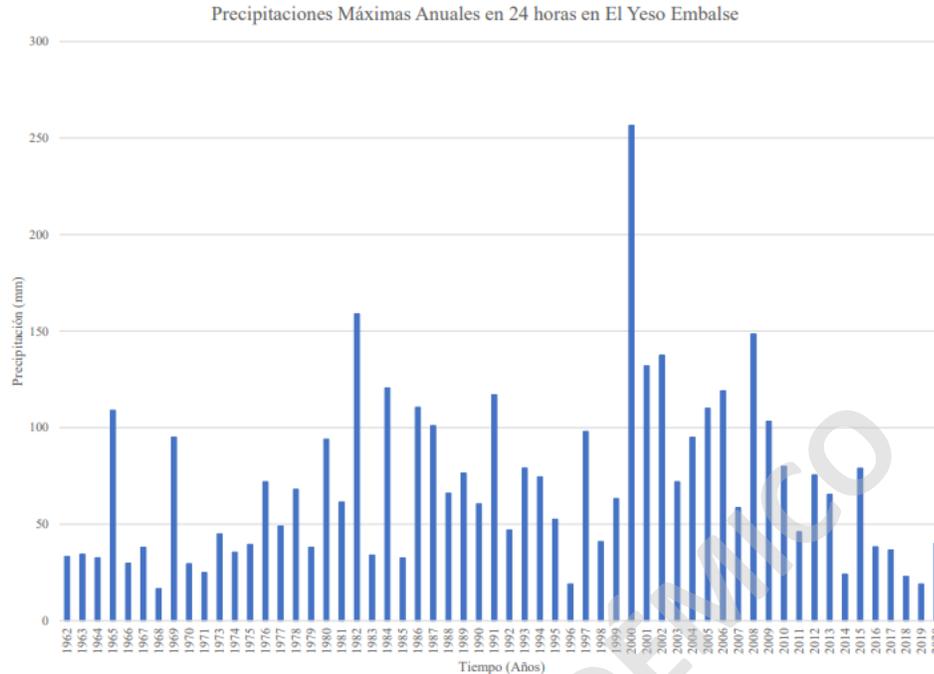


Figura 6.19 Gráfico de las precipitaciones máximas anuales en 24 horas medidas en El Yeso Embalse entre los años 1962-2020. Información extraída de DGA.

En el gráfico, se pueden observar las precipitaciones máximas anuales en 24 horas en un período de años desde 1962-2020. La información que nos entrega este gráfico además de reconocer las anomalías, podemos saber los meses más lluviosos, que corresponden a junio con casi un 30% de probabilidad que estas lluvias intensas ocurran dentro de este mes y julio con un 26% aproximado. Por otro lado, en el año 2000 se registró la mayor precipitación con 256,5 mm/día el 13 de junio, esto no se condice con los fenómenos climáticos descritos anteriormente, ya que en el año 2000 el fenómeno que predominaba era La Niña.

Tabla 6.3 Comparación entre fenómenos del Niño y la Niña con fases lluviosas y secas entre los años 1982-2016. Extraído de ODEPA (2016)

Periodos ENSO vs Fase Seca/Lluviosa		
Año	Fase	Evento
1982	Lluviosa	El Niño
1983		El Niño
1984	Lluviosa	
1985	Seca	La Niña
1986	Lluviosa	
1987	Lluviosa	El Niño
1988	Seca	El Niño
1989		La Niña
1990	Seca	
1991		El Niño
1992	Lluviosa	El Niño
1993		El Niño
1994	Seca	El Niño
1995	Seca	El Niño
1996	Seca	La Niña
1997	Lluviosa	El Niño
1998	Seca	El Niño
1999		La Niña
2000	Lluviosa	La Niña
2001		La Niña
2002	Lluviosa	El Niño

Periodos ENSO vs Fase Seca/Lluviosa		
Año	Fase	Evento
2003	Seca	El Niño
2004		
2005	Lluviosa	
2006		
2007	Seca	La Niña
2008		La Niña
2009		La Niña
2010	Seca	El Niño
2011	Seca	La Niña
2012	Seca	La Niña
2013	Seca	El Niño
2014	Seca	El Niño
2015	Seca	El Niño
2016	Seca	El Niño

En la tabla 6.3 se observan los registros de los períodos ENSO versus fases secas o lluviosas, esta tabla demuestra que no necesariamente por el fenómeno La Niña, sobre todo en el año 2000, debería disminuir la precipitación. Además, desde el 2013 al 2016 el fenómeno predominante era El Niño, sin embargo, la fase era seca.

Podemos concluir que independiente del fenómeno climático, las precipitaciones están disminuyendo progresivamente, con fases secas desde el 2010, por lo tanto, lo que plantean diversos autores (Farías-Barahona *et al.*, 2020), sobre que las fases neutras del fenómeno El Niño, no generan un aumento de las precipitaciones, ni que el fenómeno de La Niña genera eventos de sequía, se comprueba con este análisis.

Con respecto a la evaluación de las precipitaciones como factor gatillante, podemos inferir que no presentaría una relevancia mayor debido a la disminución de las lluvias, por esto, no generaría remociones en masa. Sin embargo, debemos tener en cuenta que lluvias en largos períodos de tiempo con una intensidad baja, podrían inestabilizar laderas, o en el caso del evento del año 2000,

períodos cortos de tiempo con lluvias de intensidad alta, de igual manera podrían generar remociones en masa.

6.2.2 Sismos

Los sismos como factor desencadenante de remociones en masa, en territorio chileno, toman importancia debido a la sismicidad a la que se encuentra expuesta el país. Como se mencionó en capítulos anteriores, los estudios realizados por Keefer (1984), serán los que se analizarán en esta investigación. El autor plantea que una distancia máxima de 50 km entre el epicentro del evento y el área de estudio generaría remociones en masa, además determina magnitudes específicas para cada evento. De esta misma forma, Rodríguez *et al.*, (1999), realiza su estudio ampliando el rango con magnitudes mínimas de 5,5 en escala Richter para la generación del peligro geológico.

A partir de estas características, se crea el mapa de sismos, el cual se obtuvo mediante el sitio web del Servicio Geológico de Estados Unidos (earthquake.usgs.gov/). La búsqueda se realizó con los parámetros de distancia máxima de 50 km entre el epicentro y la zona de estudio, con magnitud mínima de 5,5 en escala Richter, en un período de tiempo entre 1900 y 2020.

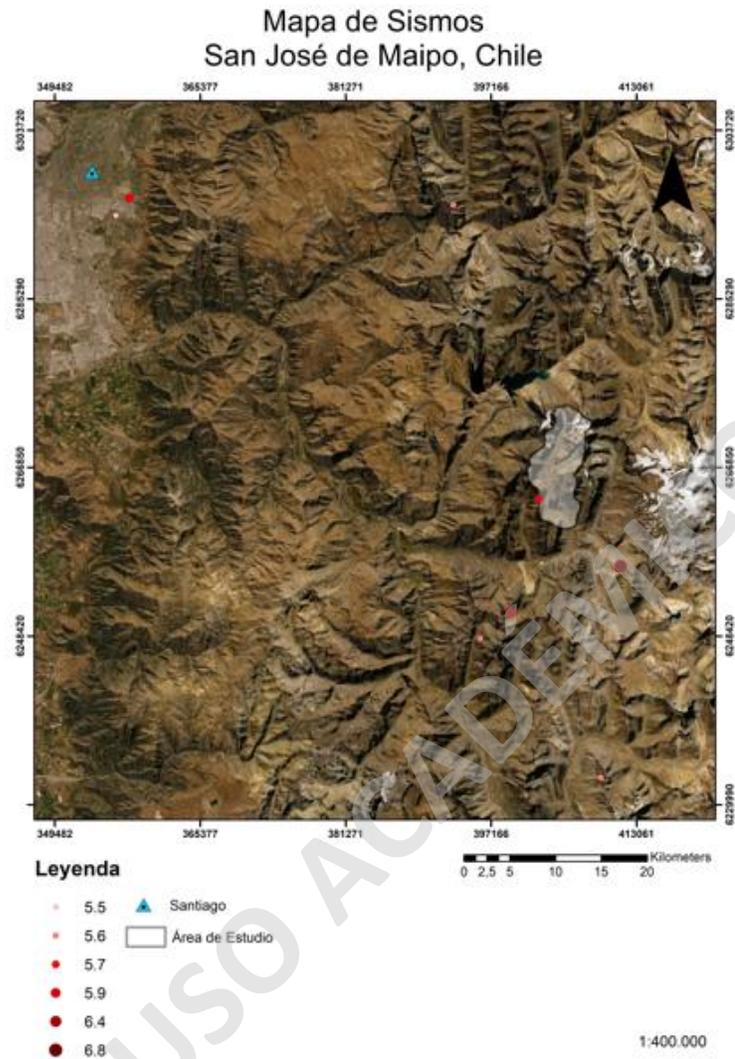


Figura 6.20 Mapa de sismos con magnitud sobre 5,5 en escala Richter y con un radio de 50 km entre los años 1958-2003.

Como se observa en la figura 6.20, los datos filtrados muestran 8 eventos sísmicos que reúne las características mencionadas. Con fecha desde 1958 al 2003, el primer evento corresponde al llamado “Terremoto de Las Melosas” con una magnitud de 6,8. Los eventos asociados al Valle Las Arenas tienen un promedio de magnitud de 5,8 en escala Richter.

Tabla 6.4 Información de sismos ubicados en un radio de 50 km del área de estudio con sus respectivos eventos de remoción en masa. Información extraída del catálogo de sismos NEIC.

Sismos registrados en Valle Las Arenas, Radio 50 km				
Magnitud	Profundidad (km)	Fecha y Hora	Coordenadas (°S, °W)	Evento de Remoción en Masa
6.8	15	04-09-1958 21:51	33.83°, 69.95°	Flujos de Detritos
6.4	120.2	16-06-2000 7:55	33.87°, 70.08°	Sin Eventos
5.9	83.1	26-09-1967 11:11	33.46°, 70.53°	Sin Eventos
5.7	110.8	07-01-2003 0:54	33.76°, 70.05°	Sin Eventos
5.6	104.6	20-04-1997 19:53	34.04°, 69.98°	Sin Eventos
5.6	103	13-07-1980 6:20	33.47°, 70.15°	Sin Eventos
5.6	15	28-08-1958 9:36	33.90°, 70.12°	Deslizamientos y Caídas de Rocas
5.5	84	25-03-1997 0:14	33.48°, 70.54°	Sin Eventos

En la tabla se observan los detalles de los registros sísmicos obtenidos. Para efectos del estudio, analizaremos los sismos que generaron un evento de remoción en masa. Como se mencionó, el de mayor magnitud ocurrió el año 1958 a aproximadamente 9 km del área de estudio con epicentro en Las Melosas, San José de Maipo. Este evento afectó sectores como El Volcán, San Alfonso, San Gabriel, entre otros, provocado por tres sismos con magnitud 6.9, 6.7 y 6.8 en escala Richter, y alcanzaron una intensidad máxima de X en la Escala de Mercalli, estos sismos corresponderían a un sismo cortical debido a su poca profundidad de 15 km. Autores como Alvarado et al. (2009) plantearon que la actividad sísmica estuvo relacionada a un fallamiento de rumbo sinistral en planos verticales, con alrededor de 10 sismos precursores y casi 90 réplicas con magnitudes superiores a 3.5. Diversas fuentes declaran que el sismo precursor de mayor magnitud fue el día 28 de agosto con una magnitud de 5.6 en escala Richter y la misma profundidad que el “Terremoto de Las Melosas”, produciendo daños en la central hidroeléctrica Los Queltehues, este sismo dio paso a que los asentamientos estuvieran preparados para un evento de mayor magnitud.

Los eventos sísmicos más actuales son los del año 2000 y 2003. El primero habría afectado sectores cercanos al Refugio Lo Valdés, así como también zonas de la Región Metropolitana como Puente Alto y La Florida, con una magnitud de 6.4 en escala Richter, registró una intensidad de III en escala Mercalli. El evento del año 2003 afectó el sector del Monumento Natural El Morado, cerca del área de estudio, aproximadamente a 2 km, tuvo una magnitud de 5.7 en escala Richter. Ambos eventos corresponden a sismos de intraplaca con profundidades superiores a los 110 km.

Podemos concluir, que la profundidad del evento toma relevancia al momento de generar remociones en masa. La mayoría de los sismos ubicados en la zona son del tipo intraplaca con profundidades mayores a 83 km, esto disminuye la probabilidad de que ocurra un evento de

remoción en masa. Por lo tanto, sismos corticales con profundidades menores a 60 km podrían generar distintos tipos de remociones en masa en el área de estudio, respetando la distancia de epicentro y zona de investigación, así como también, la magnitud mayor a 5.0 en escala Richter. Un ejemplo de esto es el Terremoto de Las Melosas, donde Keefer (1984), plantea que este evento podría haber generado flujos de detritos o deslizamientos en ángulos de ladera mayor o igual a 15°.

Sin embargo, no sólo es el factor desencadenante que hay que tomar en cuenta. También debemos reconocer zonas con factores condicionantes favorables para generar remociones en masa, como fallas, pendientes altas, zonas de alteración, sectores con material removible, y la resistencia del macizo rocoso. Cabe destacar que estos eventos son inusuales y la mayoría de los eventos sísmicos superficiales en Chile son de magnitudes bajas, como registro histórico sólo existe el episodio del Terremoto de Las Melosas.

6.3 Proyecciones Climáticas

Para este capítulo se investigó sobre modelos de proyección climática mediante el sitio web CR2, donde poseen una plataforma de proyecciones climáticas (simulaciones.cr2.cl). Entre los diversos modelos que presenta esta plataforma, se escogió el modelo Experimento coordinado sobre reducción de escala de modelos climáticos regionales (CORDEX), el cual se describe como una simulación climática regional. El modelo escogido no sobreestima valores de precipitación y temperatura en la zona cordillerana, como lo hacen otros modelos. Cabe destacar que mientras más lejana de la actualidad, más sesgo puede presentar la proyección climática.

Como se observa en la figura, la temperatura máxima de la zona central aumentaría en un futuro lejano (2070-2094) con un RCP2.6 o RCP8.5, entendiendo RCP como la trayectoria de concentración de gases de efecto invernadero, siendo el valor 2.6, catalogado como el escenario actual, o 8.5 el escenario más desfavorable mundialmente.

Los gráficos muestran la temperatura en terreno nacional, presentándose un progresivo aumento de ésta para un RCP de 2.6 que llega hasta aproximadamente un grado más de la temperatura media anual. Por otro lado, para el escenario de un RCP de 8.5 la temperatura aumentaría 4° C para el año 2095. Con respecto a la precipitación, esta disminuiría, según el caso más desfavorable para el clima, casi a 60 mm anuales, aproximadamente 40 mm menos de las precipitaciones actuales, mientras que para el escenario actual o más probable de RCP2.6 las precipitaciones se mantienen en una oscilación de 80 mm a 110 mm.

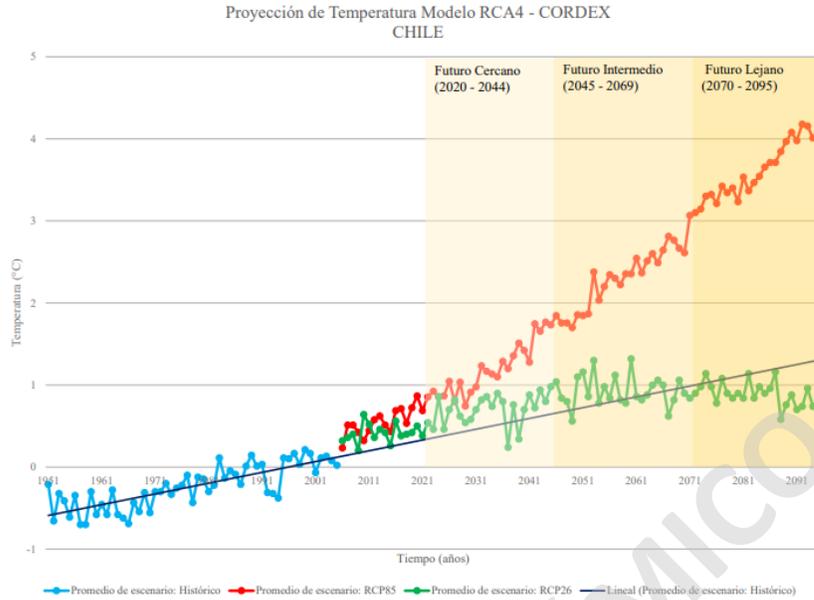


Figura 6.21 Proyección climática de la temperatura modelo RCA4 – CORDEX. Fuente: Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia.

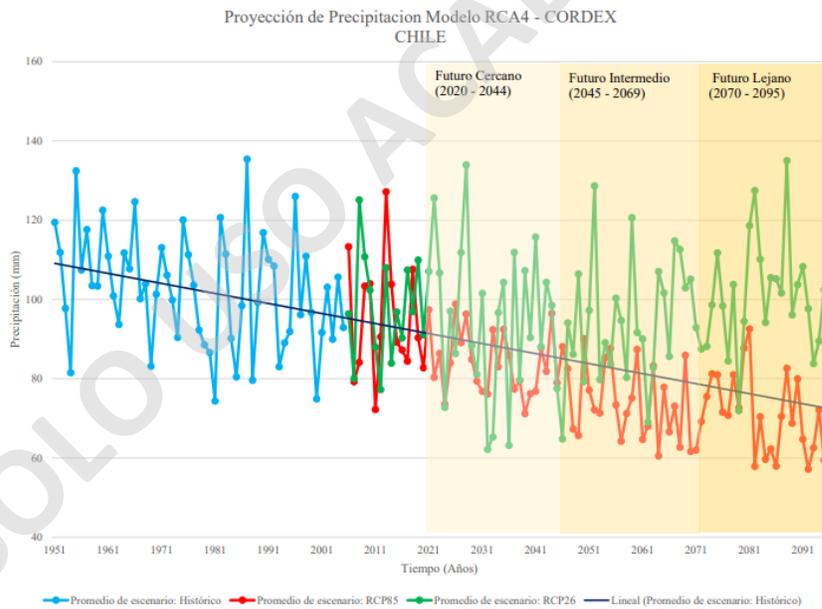


Figura 6.22 Proyección climática de la precipitación modelo RCA4 – CORDEX. Fuente: Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia.

Con respecto a lo que propone Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2011, un aumento en la temperatura significa un adelgazamiento del área de permafrost y engrosamiento de la capa activa, la respuesta geomorfológica se representa por un cambio en las tasas de desplazamiento de los glaciares rocosos, así como también un cambio en el comportamiento del desplazamiento, por lo general, es

reptación o solifluxión y se transformaría a deslizamientos basales, esto significaría un cambio en la frecuencia, magnitud y volumen de remociones en masa.

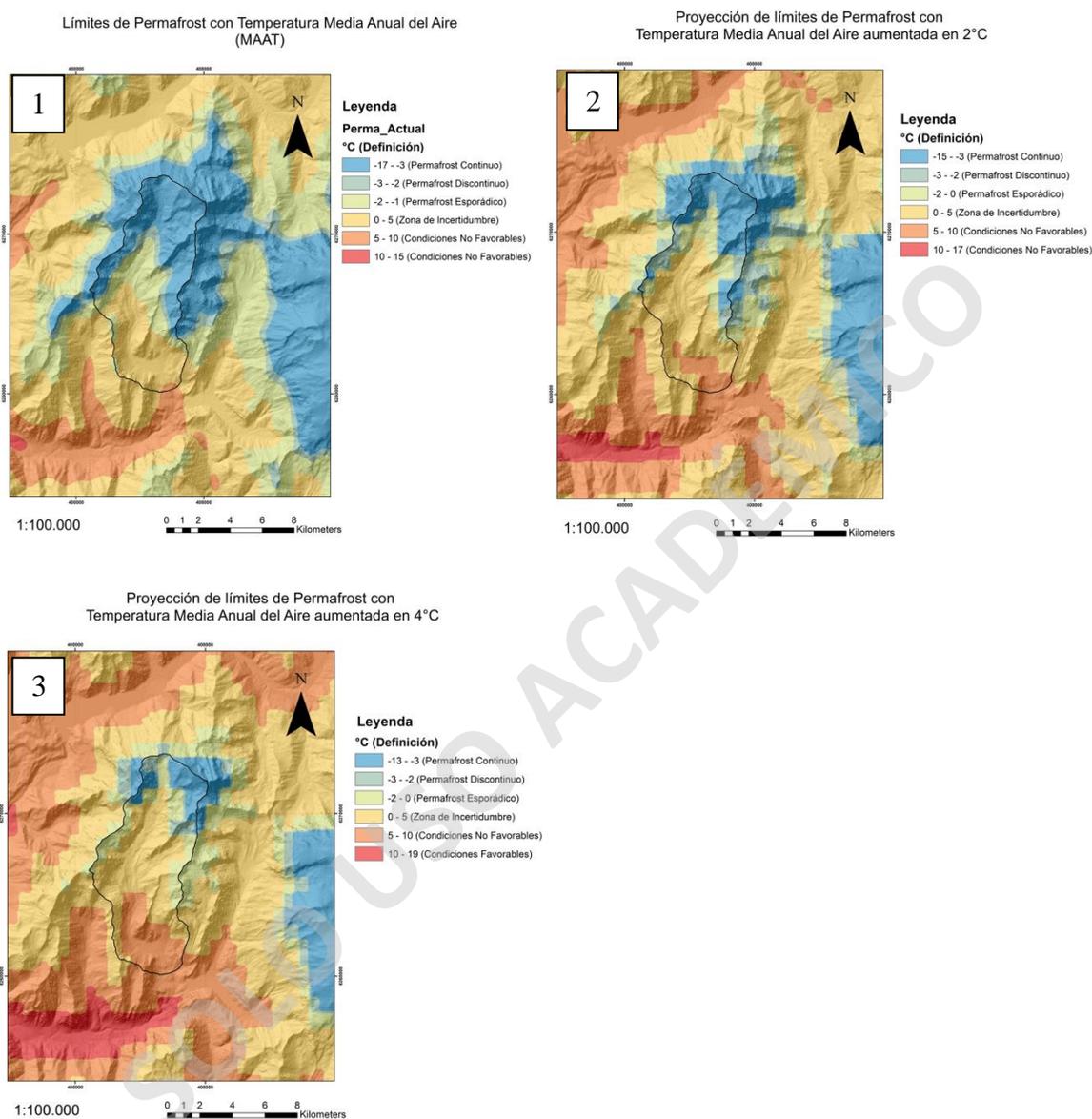


Figura 6.23 Proyección de límites de permafrost en el Valle Las Arenas según el aumento de temperatura anual del aire (MAAT), (1) permafrost limitado actualmente, (2) permafrost limitado con un aumento de 2°C, (3) permafrost limitado con un aumento de 4°C.

Lo que se observa en la figura 6.23 nos ayuda a delimitar el permafrost en distintos escenarios de proyección climática. Aumentando la temperatura media anual del aire 2°C ya se observa una reducción del permafrost continuo y un aumento de la zona de incertidumbre, la cual se encuentra en el límite del permafrost en condiciones favorables y ausencia de éste, esto se traduce en un

aumento de la zona susceptible a generar remociones en masa. En el caso de un aumento de 4°C de la temperatura media anual del aire, el permafrost continuo se ve disminuido considerablemente y los sectores más susceptibles a generar remoción en masa se desplazan hacia el norte del área de estudio.

7. EVALUACIÓN DE SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCIONES EN MASA

Este capítulo presenta una gran relevancia para el estudio, debido a que nos entregará las zonas dentro del área de investigación con mayor o menor susceptibilidad a generar remociones en masa. Para el cálculo del Índice de Susceptibilidad (IS) utilizaremos seis factores condicionantes descritos en la tabla.

Tabla 7.1. Factores Condicionantes que evaluar y su respectiva descripción.

Factores Condicionantes	Descripción
Geología y Geotecnia	Características geológicas del área de estudio
Geomorfología	Geoformas presentes en la zona
Pendiente	Pendiente del área
Elevación y Crioclastia	Procesos que desestabilizan laderas asociados a altitud
Vegetación	Densidad de la vegetación
Permafrost	Zonas delimitadas de permafrost en la zona de estudio

Para realizar este estudio, se llevará a cabo la metodología propuesta por Muñoz (2018) que corresponde a un análisis jerárquico de procesos o AHP, diseñado a partir de la ponderación de factores condicionantes. Se realizaron las delimitaciones respectivas para cada factor mediante el software Google Earth Pro, y posterior edición en ArcGis 10.5 a una escala de 1:50.000. Luego de esto obtenemos mapas temáticos de cada factor, mostrados en el capítulo anterior, para finalmente reclasificarlos según las ponderaciones propuestas y su respectivo Índice de Susceptibilidad Normalizado. En el último paso debemos asignarle pesos a cada factor condicionante para procesarlos mediante la herramienta Raster Calculator y obtener mapas de susceptibilidad del área de estudio.

7.1 Reclasificación de mapas temáticos de Factores Condicionantes

En este capítulo se utilizará la metodología planteada al inicio de esta investigación, AHP. Cada factor condicionante presenta una tabla de comparación de pares y su respectiva representación de un mapa reclasificado, el cual se obtiene según lo descrito en párrafos anteriores.

En los Anexos (Anexos I), se desglosa con argumentos cada valor propuesto, comparado con el atributo de menor peso, o en su efecto, de menor relevancia. Como bien se mencionó anteriormente, el error de estas comparaciones de pares debe ser menor al 5%, lo que se cumple en las tablas a continuación:

7.1.1 Geología y Geotecnia

Tabla 7.2 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor geología y geotecnia.

Atributo	F. Abanico (U. Cerro Retumbadero)	F. Colimapu	F. Lo Valdes	F. Rio Damas	Yeso	D. Aluviales	D. Coluviales	D. Fluvio-Glaciales	D. Glaciales	D. Remoción en Masa	Alteración Hidrotermal
F. Abanico (U. Cerro Retumbadero)	1	1	2	2	1/2	1/6	1/5	1/5	1/5	1/6	1/4
F. Colimapu	1	1	2	2	1/3	1/5	1/4	1/4	1/4	1/5	1/3
F. Lo Valdes	1/2	1/2	1	2	1/3	1/6	1/5	1/5	1/5	1/6	1/4
F. Rio Damas	1/2	1/2	1/2	1	1/4	1/6	1/5	1/5	1/5	1/6	1/4
Yeso	2	3	3	4	1	1/5	1/4	1/4	1/4	1/5	1/3
D. Aluviales	6	5	6	6	5	1	1	1	1	2	3
D. Coluviales	5	4	5	5	4	1	1	1	1	1	3
D. Fluvio-Glaciales	5	4	5	5	4	1	1	1	1	1	2
D. Glaciales	5	4	5	5	4	1	1	1	1	1	2
D. Remoción en Masa	6	4	6	6	5	1/2	1	1	1	1	3
Alteración Hidrotermal	4	3	4	4	3	1/3	1/3	1/2	1/2	1/3	1
Error	3,5%										
Peso	3%	3%	3%	2%	5%	17%	15%	14%	14%	15%	8%
IS_n	18%	19%	14%	12%	29%	100%	85%	82%	82%	85%	46%

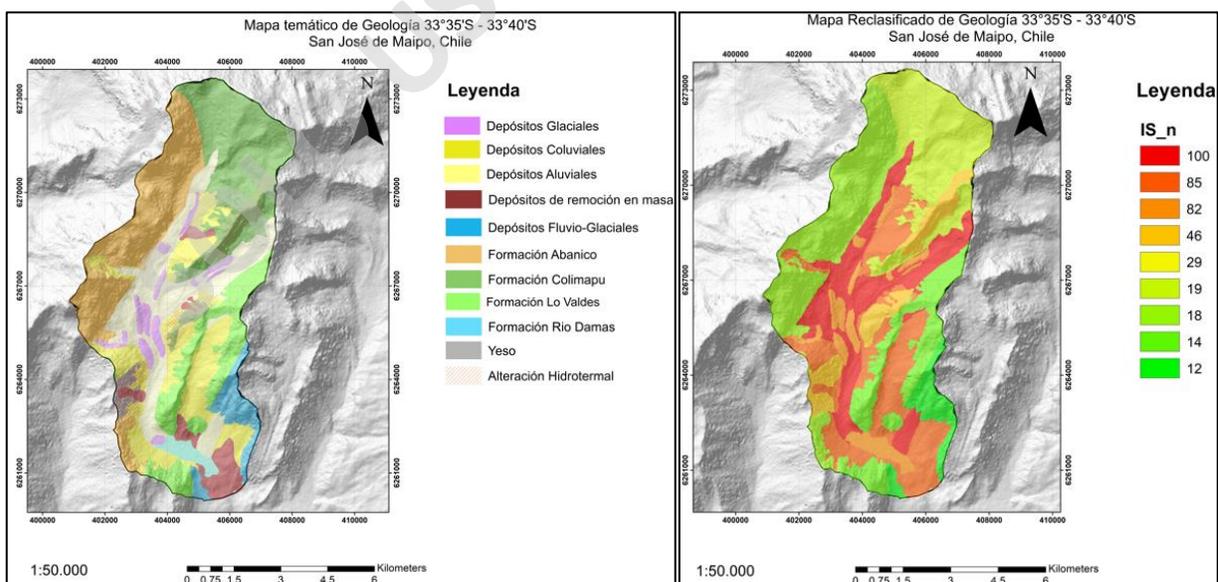


Figura 7.1 Mapa temático de Geología y Geotecnia, explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla.

7.1.2 Geomorfología

Tabla 7.3 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor condicionante geomorfológico.

Atributos	AA	CD	CR	D	MFR	MF	ML	TGF	CG	LP	KH	LC	C	VG
AA	1	1/3	1/4	1/5	1/2	1/2	1/3	1	1/5	1/2	1	1/3	1	1/7
CD	3	1	1/2	1/2	2	2	3	5	1/2	3	2	4	5	1/2
CR	4	2	1	1	2	2	3	6	1/2	3	2	3	6	1/2
D	5	2	1	1	3	3	4	7	1/2	4	3	4	7	1/2
MFR	2	1/2	1/2	1/3	1	1	1	3	1/3	2	2	2	2	1/2
MF	2	1/2	1/2	1/3	1	1	1	3	1/3	1	2	2	2	1/2
ML	3	1/3	1/3	1/4	1	1	1	4	1/4	2	3	1	2	1/3
TGF	1	1/5	1/6	1/7	1/3	1/3	1/4	1	1/4	1/3	1/4	1/6	1	1/4
CG	5	2	2	2	3	3	4	4	1	3	3	3	7	1/2
LP	2	1/3	1/3	1/4	1/2	1	1/2	3	1/3	1	1/2	1/2	2	1/4
KH	1	1/2	1/2	1/3	1/2	1/2	1/3	4	1/3	2	1	3	5	1/4
LC	3	1/3	1/4	1/4	1/2	1/2	1	4	1/3	2	1/3	1	3	1/4
C	1	1/5	1/6	1/7	1/2	1/2	1	1	1/7	1/2	1/5	1/3	1	1/6
VG	7	2	2	2	2	2	3	6	2	4	4	4	6	1
Error	3,6%													
Peso	3%	9%	11%	13%	5%	5%	6%	2%	15%	4%	4%	4%	2%	16%
IS_n	16%	54%	68%	83%	33%	31%	35%	11%	94%	23%	26%	26%	13%	100%

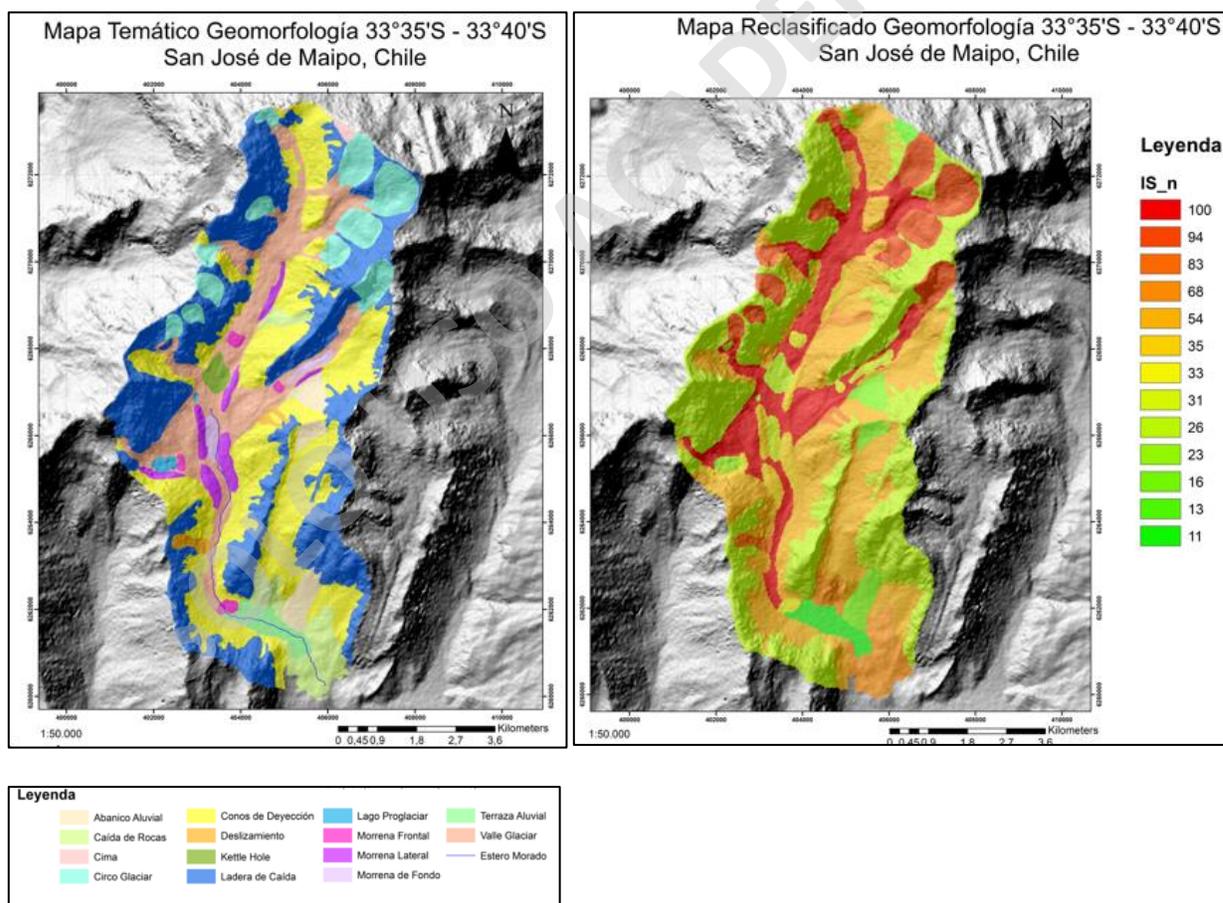


Figura 7.2 Mapa temático de Geomorfología, explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla.

7.1.3 Pendiente

Tabla 7.4 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor Pendiente.

Atributo	>45°	45°-30°	30°-20°	20°-10°	10°-0°
>45°	1	1 1/5	1 2/3	2 1/3	5
45°-30°	5/6	1	1 1/3	2	4
30°-20°	3/5	3/4	1	1 1/2	3
20°-10°	3/7	1/2	2/3	1	2
10°-0°	1/5	1/4	1/3	1/2	1
Error	0%				
Peso	33%	27%	20%	14%	7%
IS_n	100%	82%	61%	41%	20%

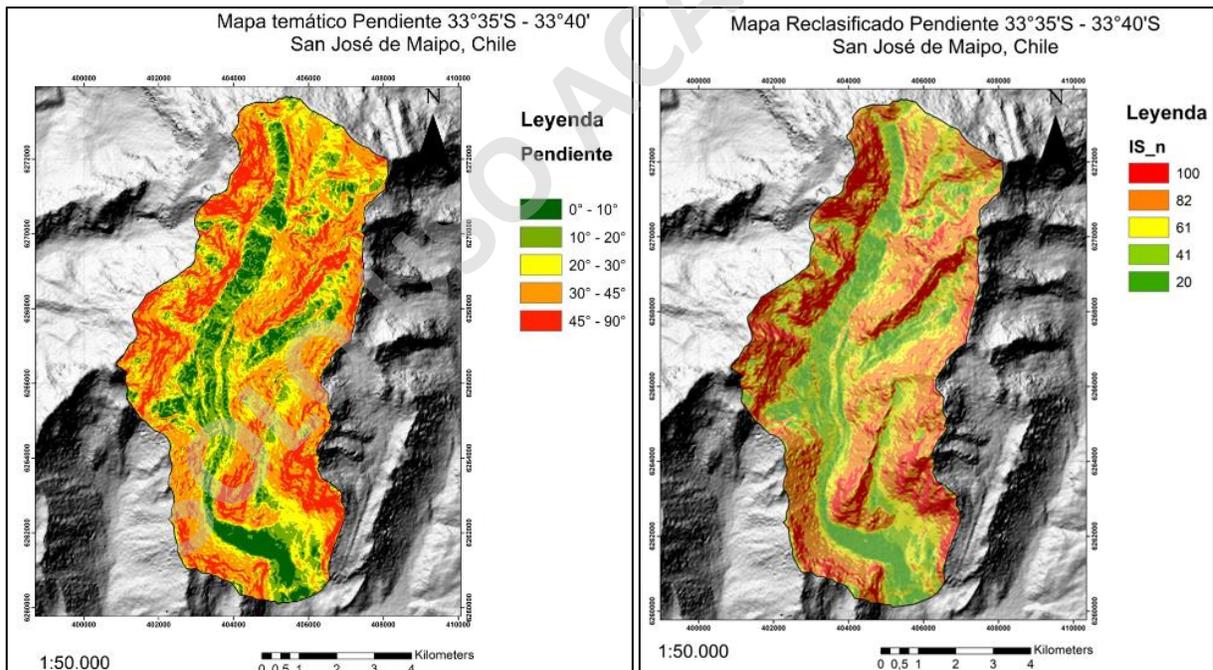


Figura 7.3 Mapa temático de Pendiente, explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla.

7.1.4 Elevación y Crioclastia

Tabla 7.5 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor condicionante Elevación y Crioclastia.

Atributo	5500-5000	5000-4500	4500-4000	4000-3500	3500-3000	3000-2500
5500-5000	1	1 1/5	1 2/5	1 4/5	2 1/2	3
5000-4500	5/6	1	1 1/3	1 3/5	2 2/7	2 4/5
4500-4000	5/7	3/4	1	1 1/2	2	2 1/2
4000-3500	5/9	5/8	2/3	1	1 4/5	2
3500-3000	2/5	4/9	1/2	5/9	1	1 1/2
3000-2500	1/3	1/3	2/5	1/2	2/3	1
Error	1%					
Peso	26%	23%	19%	15%	10%	8%
IS _n	100%	89%	75%	58%	39%	30%

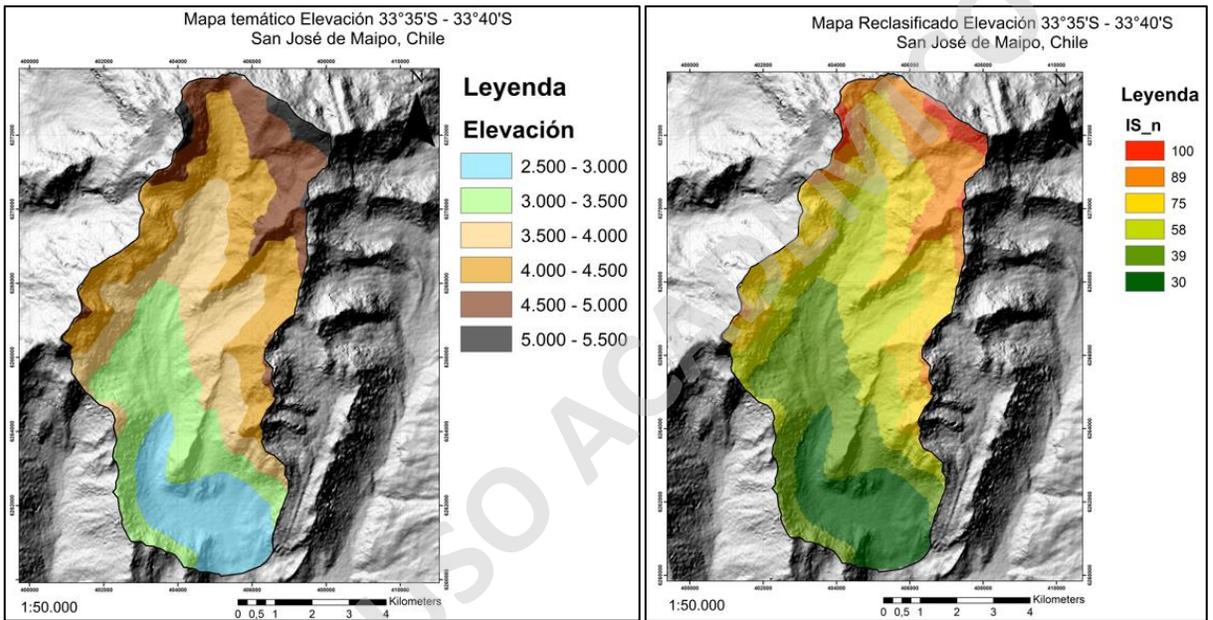


Figura 7.4 Mapa temático de Elevación explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla

7.1.5 Permafrost

Tabla 7.7 Comparación de pares, error, peso e IS_n asociado al factor condicionante Permafrost.

Atributos	Permafrost Continuo (Mayor altura)	Permafrost Continuo (Menor altura)	Permafrost en Condiciones Favorables (Mayor altura)	Permafrost en Condiciones Favorables (Menor altura)	Zona de Incertidumbre	Condiciones no Favorables
Permafrost Continuo (Mayor altura)	1	1 1/2	2	2 1/2	3	5
Permafrost Continuo (Menor altura)	2/3	1	1 2/5	2	2 1/2	4
Permafrost en Condiciones Favorables (Mayor altura)	1/2	5/7	1	1 1/2	2	3
Permafrost en Condiciones Favorables (Menor altura)	2/5	1/2	2/3	1	1 1/2	2
Zona de Incertidumbre	1/3	2/5	1/2	2/3	1	1
Condiciones no Favorables	1/5	1/4	1/3	1/2	1	1
Error	1%					
Peso	32%	23%	17%	12%	9%	7%
IS_n	100%	74%	55%	39%	27%	21%

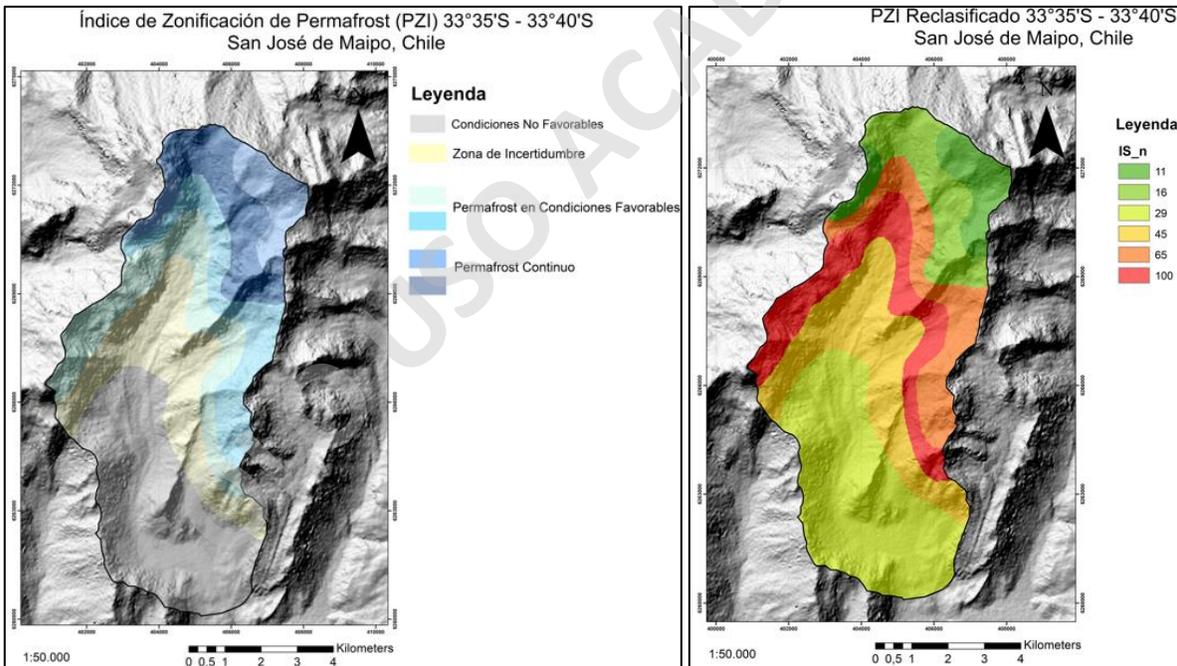


Figura 7.6 Mapa temático de PZI (Índice de Zonificación del Permafrost), explicado en el capítulo anterior y su respectivo mapa reclasificado con los IS_n obtenidos de la tabla.

7.2 Mapas de Susceptibilidad de Remociones en Masa

En este capítulo se realizan los mapas de susceptibilidad con la información obtenida en el capítulo anterior. Mediante el método planteado anteriormente obtenemos que los errores al realizar la comparación de pares son menores a 5%, por lo tanto, es aceptable realizar los mapas de

susceptibilidad. Una vez más, la justificación de los valores entregados en las tablas se encuentra en los anexos (Anexos II).

7.2.1 Flujo de Detritos

Tabla 7.8 Comparación de pares, error y ponderación para realizar el mapa de susceptibilidad de Flujos de Detritos.

Atributos	Geología	Geomorfología	Pendiente	Elevación	Permafrost
Geología	1	1	2	3	2
Geomorfología	1	1	1	3	2
Pendiente	1/2	1	1	2	2
Elevación	1/3	1/3	1/2	1	1/2
Permafrost	1/2	1/2	1/2	2	1
Error	1%				
Ponderación	30%	26%	21%	9%	14%

En esta etapa se utiliza la herramienta Álgebra de Mapas del software ArcGis 10.5 utilizando los valores de ponderación entregados en la tabla 7.8. En esta etapa obtenemos un mapa con un índice de susceptibilidad continuo con valores que van desde 22-92. Este mapa se reclasifica con cortes naturales de Jenks y se divide en 3 rangos con valores 22-47, 48-62 y 63-92. Los valores para el mapa final se les nombra bajo, medio y alto, respectivamente.

El mapa se vectoriza y se suaviza mediante herramientas del software ArcGis para así obtener el resultado final como se observa en la figura 7.7.

Podemos observar según los resultados obtenidos que en la zona central del área de estudio hay una alta probabilidad de que ocurran flujos de detritos, esto debido a la gran cantidad de material removible en esa zona, así como también, las laderas escarpadas. Las zonas del valle glaciar son los canales por los que podría movilizarse un posible flujo canalizado, por esto representa sectores de alta susceptibilidad. Además, las ubicaciones de los glaciares rocosos favorecen la generación de estos flujos y se puede observar en el valle glaciar principal, junto con el valle con orientación NE-SW.

Las zonas con una susceptibilidad media no reúnen las características necesarias para ser categorizado con una susceptibilidad alta, sin embargo, no dejan de ser importantes, debido a que un factor gatillante podría cambiar la susceptibilidad del área de estudio y así activar las laderas que se encuentran con una susceptibilidad media.

Con respecto a las zonas con una susceptibilidad baja, son pendientes suaves generalmente o rocas que poseen una gran competencia, o bien se encuentran estables con respecto a los factores condicionantes analizados.

Mapa de Susceptibilidad de Flujo de Detritos Valle Las Arenas San José de Maipo, Chile

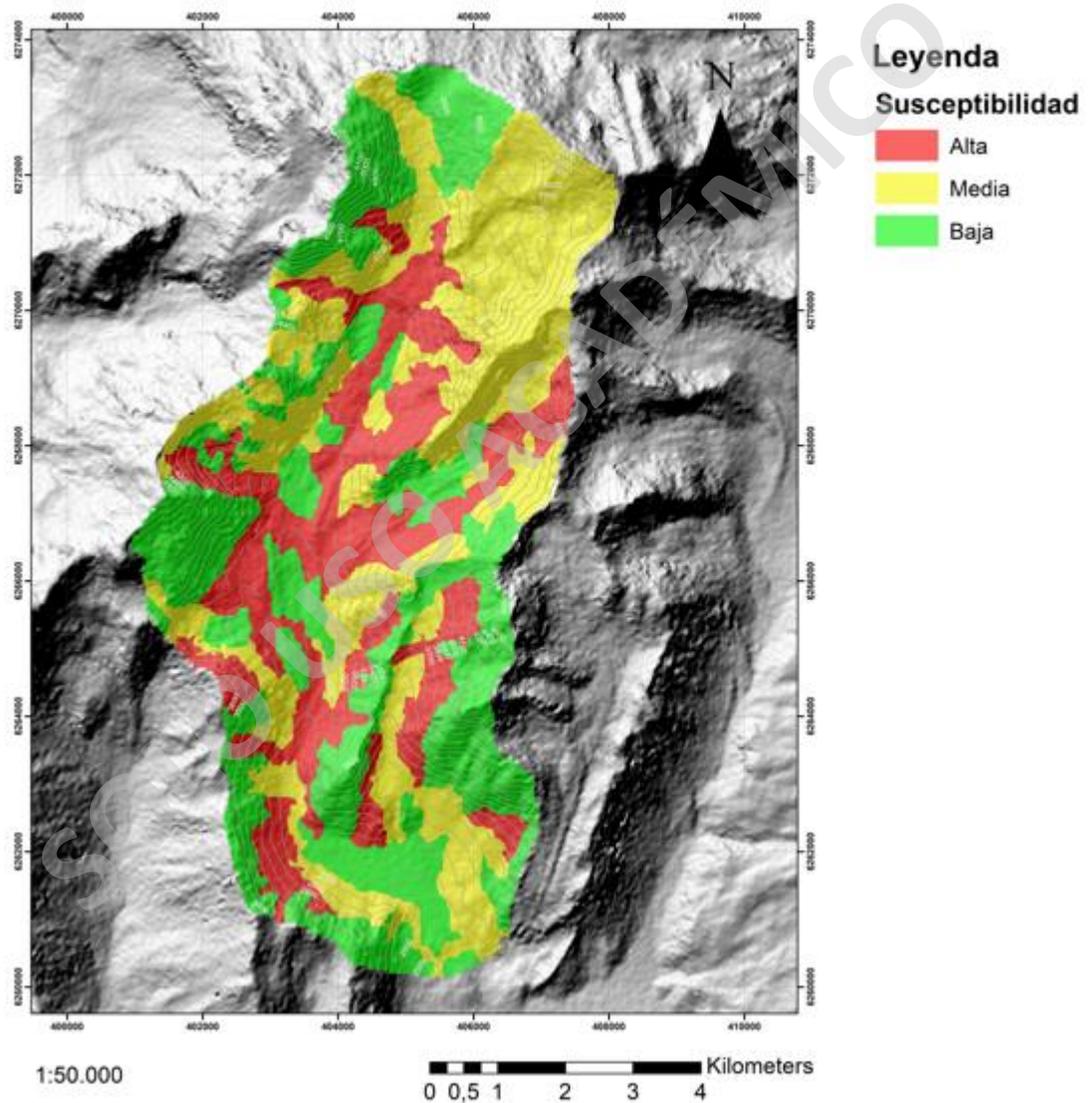


Figura 7.7 Mapa de Susceptibilidad de Flujos de Detritos en la zona del Valle Las Arenas con los datos obtenidos de la tabla correspondiente.

7.3.2 Caída de Rocas

Tabla 7.9 Comparación de pares, error y ponderación para realizar el mapa de susceptibilidad de Caída de Rocas.

Atributos	Geología	Geomorfología	Pendiente	Elevación	Permafrost
Geología	1	1	1/2	2	4
Geomorfología	1	1	1/2	3	4
Pendiente	2	2	1	3	4
Elevación	1/2	1/3	1/3	1	2
Permafrost	1/4	1/4	1/4	1/2	1
Error	2%				
Ponderación	22%	24%	37%	11%	6%

Para el caso de las caídas de rocas, los valores del IS continuo son entre 22-95. Los valores que se obtienen reclasificando el mapa continuo son 22-50, 51-63 y 64-95. Posteriormente estos valores toman el término bajo, medio y alto, respectivamente.

El mapa se vectoriza y se suaviza mediante herramientas del software ArcGis para así obtener el resultado final como se observa en la figura 7.8.

El mapa nos entrega los sectores que poseen una alta susceptibilidad, representadas por altas pendientes, alteración hidrotermal, altos grados de meteorización, generalmente ubicados en las formaciones Colimapu y Lo Valdés, esto debido a que las estructuras que se encuentran en la zona se encuentran cercanas a estas formaciones. Cabe destacar que las laderas con orientación norte son las más expuestas a luz solar, y a su vez, las con mayor probabilidad de generar una caída de rocas como se observa en el mapa.

Los sectores con susceptibilidad baja, son zonas con pendientes bajas o muy suaves sin grados de fracturamiento o meteorización.

Mapa de Susceptibilidad de Caída de Rocas Valle Las Arenas San José de Maipo, Chile

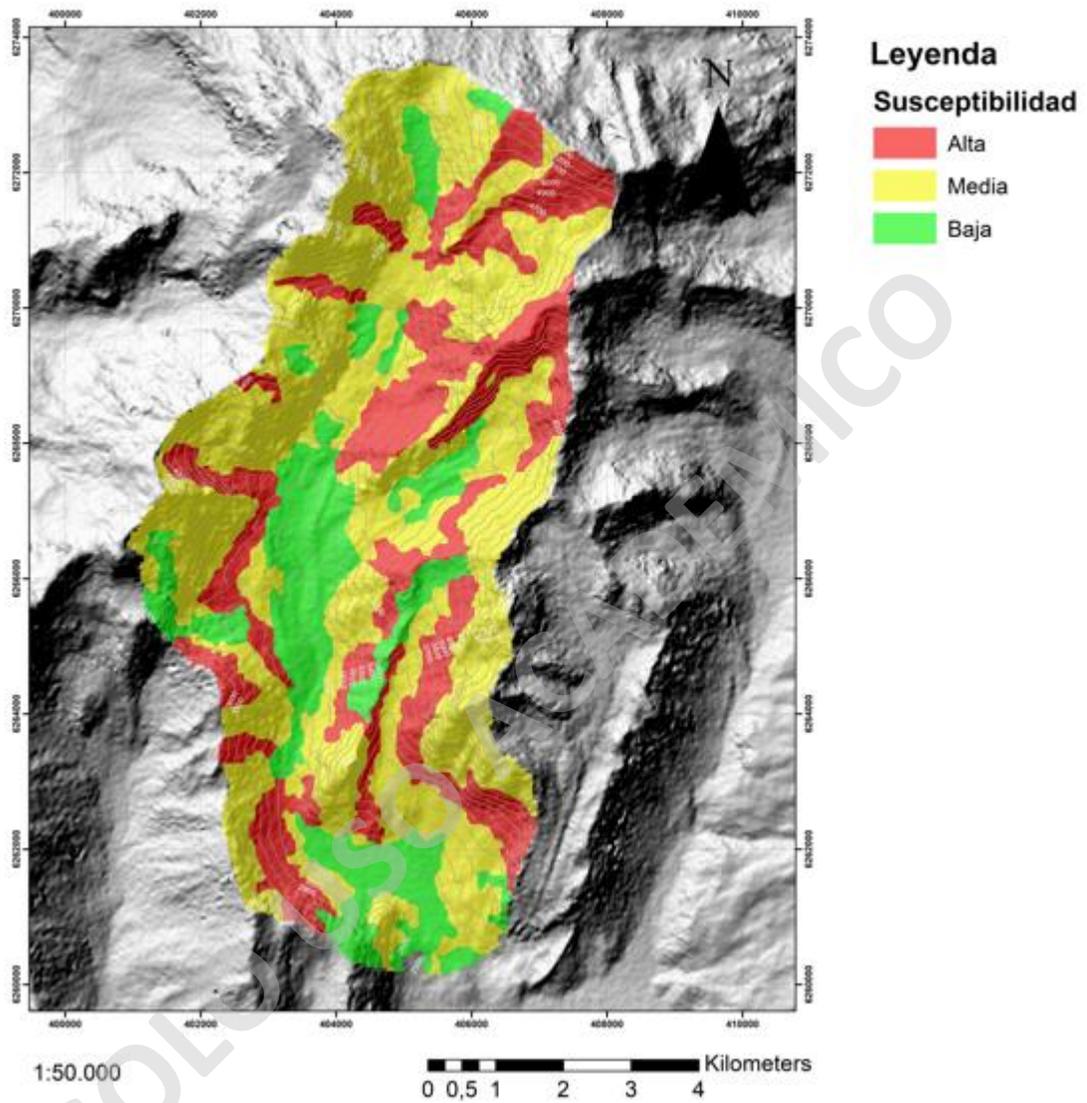


Figura 7.8 Mapa de Susceptibilidad de Caída de Rocas en la zona del Valle Las Arenas con los datos obtenidos de la tabla correspondiente.

7.3.3 Deslizamientos

Tabla 7.10 Comparación de pares, error y ponderación para realizar el mapa de susceptibilidad de Deslizamientos.

Atributos	Geología	Geomorfología	Pendiente	Elevación	Permafrost
Geología	1	1 1/2	1 1/2	4	4
Geomorfología	2/3	1	1 1/2	4	3
Pendiente	2/3	2/3	1	4	4
Elevación	1/4	1/4	1/4	1	1
Permafrost	1/4	1/3	1/4	1	1
Error	1%				
Ponderación	34%	27%	25%	7%	8%

Para los deslizamientos el IS continuo abarca valores desde 21-96, con la reclasificación y cortes naturales de Jenks se divide en 3 rangos, 21-49, 50-65 y 65-96. Finalmente, estos valores toman los términos de bajo, medio y alto respectivamente.

El mapa se vectoriza y se suaviza mediante herramientas del software ArcGis para así obtener el resultado final como se observa en la figura 7.9.

Como se puede observar, los deslizamientos no están en su mayoría en la zona de estudio, sin embargo, las zonas de alta susceptibilidad reflejan antiguos deslizamientos, o sectores cercanos a discontinuidades estructurales y alteraciones hidrotermales, como por ejemplo al sur del área de estudio, donde se ubica las unidades Cerro Retumbadero y Yeso. Los sectores de alta susceptibilidad que se encuentran al norte del área de estudio son debido a antiguas zonas de arranques o laderas de caída que podría propiciar la generación de los deslizamientos.

Las zonas que presentan una susceptibilidad baja son áreas que poseen pendientes bajas o roca competente sin presencia de discontinuidades que podrían favorecer la generación de esta remoción en masa.

Mapa de Susceptibilidad de Deslizamientos Valle Las Arenas San José de Maipo, Chile

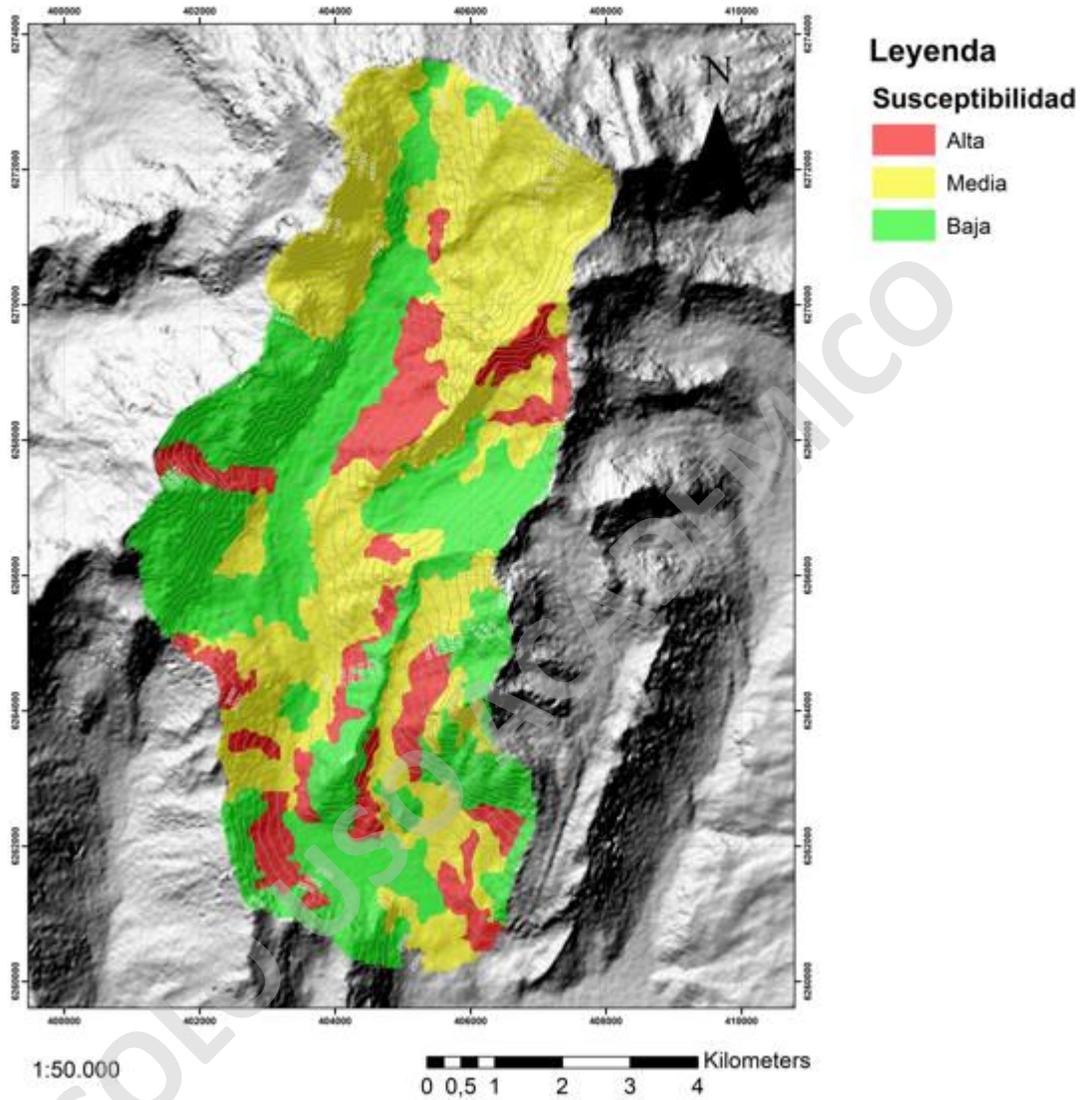


Figura 7.9 Mapa de Susceptibilidad de Deslizamientos en la zona del Valle Las Arenas con los datos obtenidos de la tabla correspondiente.

7.3.4 Geliflujión

Tabla 7.11 Comparación de pares, error y ponderación para realizar el mapa de susceptibilidad de Gelifluxión.

Atributos	Geología	Geomorfología	Pendiente	Elevación	Permafrost
Geología	1	2	2	1	1
Geomorfología	1/2	1	2	1	1/2
Pendiente	1/2	1/2	1	1/2	1/2
Elevación	1	1	2	1	1
Permafrost	1	2	2	1	1
Error	1%				
Peso	26%	17%	10%	21%	25%

Para las remociones en masa del tipo gelifluxión el IS continuo abarca valores desde 25-89, con la reclasificación y cortes naturales de Jenks se divide en 3 rangos, 25-45, 46-61 y 62-89. Finalmente, estos valores toman los términos de bajo, medio y alto respectivamente.

El mapa se vectoriza y se suaviza mediante herramientas del software ArcGis para así obtener el resultado final como se observa en la figura 7.10.

Las zonas con una alta susceptibilidad corresponden a pendientes bajas, delimitadas en los sectores más susceptibles del permafrost, aledañas a glaciares rocosos, y a avances o retrocesos de glaciares, así como también se ubican en valles o laderas que se encuentran encerradas. Se puede observar la fuente de estos movimientos de masas, la cual son las faldas de glaciares importantes de la zona.

Con respecto a las zonas con baja susceptibilidad, en general se encuentran en pendientes altas y se puede observar que la zona sur del área de estudio no presenta una alta susceptibilidad a generar gelifluxión, esto debido a la ausencia del permafrost en ese sector, además de que el macizo rocoso no se encuentra altamente expuesto a procesos de hielo y deshielo.

Mapa de Susceptibilidad de Gelifluxión Valle Las Arenas San José de Maipo, Chile

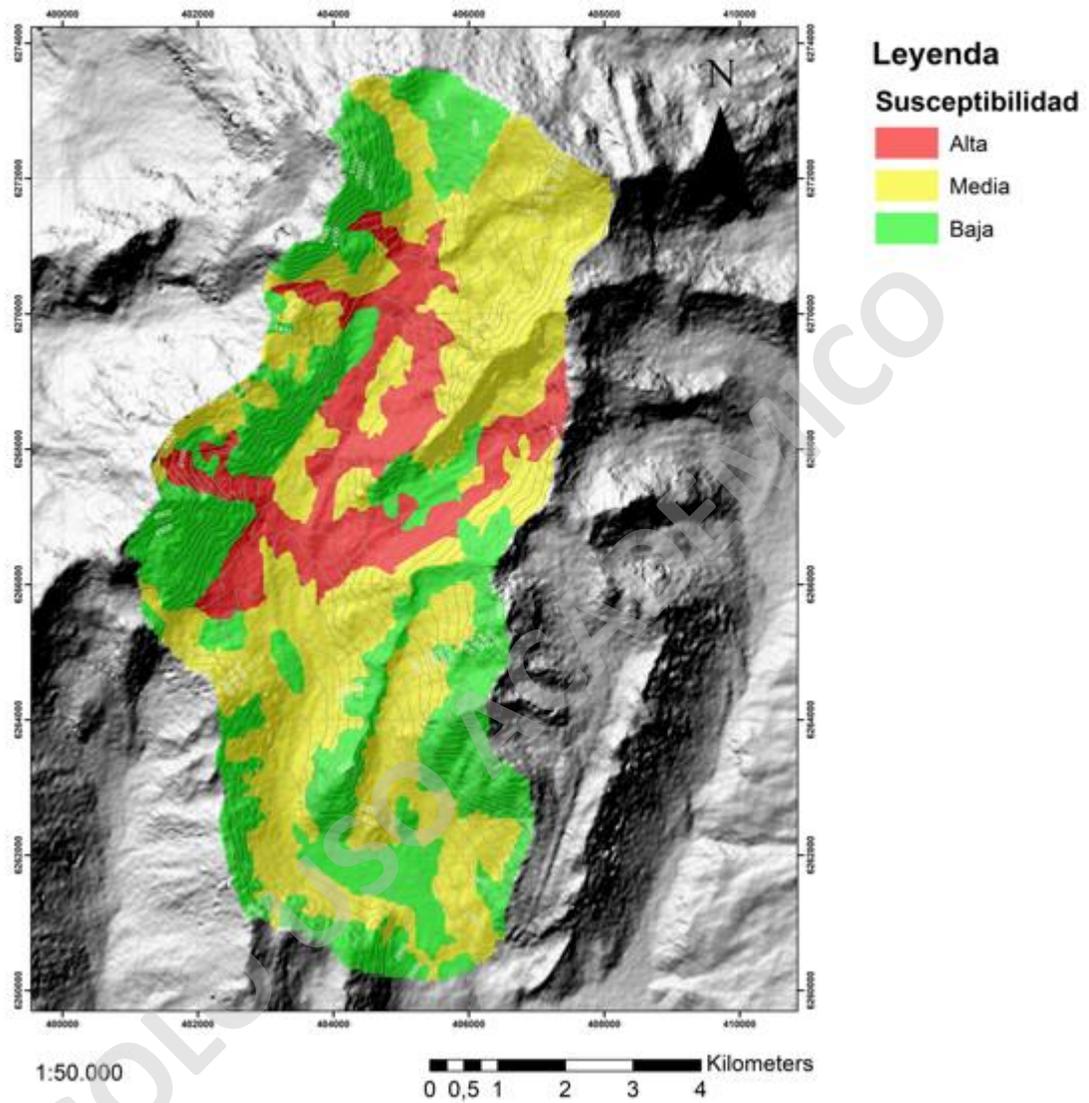


Figura 7.10 Mapa de Susceptibilidad de Gelifluxión en la zona del Valle Las Arenas con los datos obtenidos de la tabla correspondiente

8. DISCUSIÓN

Los estudios de susceptibilidad asociados a remociones en masa constan de un análisis en terreno para observar cada proceso que se lleva a cabo en el área de estudio y así realizar una investigación más detallada y correcta. En este caso, al ser el Valle Las Arenas un área de poca accesibilidad, se necesitó de una metodología basada en la teledetección, análisis de imágenes satelitales e índices climáticos que permitieron reconocer la zona con bases de datos en línea.

Debido a esto, la mayor dificultad del estudio consistió en colocar valores en las tablas de comparación de pares mediante justificaciones basadas en el conocimiento, estudio e investigación del área a analizar, sin la oportunidad de conocer el área mediante visitas a terreno. Por esto, se realiza un estudio exhaustivo de trabajos anteriores, registros históricos del área, información detallada de la geología, observación mediante el software Google Earth para reconocer geoformas del valle y la obtención de índices climáticos de importancia.

Con el análisis previo, podemos verificar que el Valle Las Arenas sí presenta características favorables para la generación de remociones en masa, como, por ejemplo, su geología y geotecnia, dos factores que, para efectos del estudio, se unieron mediante delimitación de zonas de alteraciones, estructuras que podrían afectar la resistencia del macizo rocoso y un análisis general de las características geotécnicas de las litologías presentes. La geomorfología de la zona de igual manera contribuye a un escenario propicio para la generación de estos eventos, esto, por la alta presencia de material removible, entre otros factores explicados anteriormente.

Con respecto a la degradación del permafrost y si esta aumentase la cantidad de eventos de remoción en masa, se realizan análisis de temperatura de la superficie terrestre como también temperaturas atmosféricas del área de estudio, para verificar este punto de la hipótesis. Los resultados fueron esclarecedores, y podemos inferir que, con el alza observado de ambas temperaturas, la degradación del permafrost debería aumentar, dejando así una gran extensión del área de estudio en incertidumbre debido a que si este alzamiento se prolonga en el tiempo podría generar diversas remociones en masa asociadas a este factor como deslizamientos o flujos. Sin embargo, en futuros estudios se le podría dar énfasis a otros tipos de remoción en masa de ambiente periglacial.

Finalmente, podemos decir que la mayoría de los sectores cordilleranos son sensibles a los cambios de temperatura, por lo tanto, podría realizarse un estudio del mismo ámbito en otros valles de las zonas cordilleranas de Chile, analizando los sectores con mayor trabajo de terreno, considerando la degradación del permafrost como un factor condicionante al momento de analizar la susceptibilidad del área. De esta manera, podemos conocer y entender de mejor forma los eventos de remoción en masa que tienen su inicio en zonas cordilleranas, y limitar zonas de peligro y riesgo en la zona central de Chile.

9. CONCLUSIÓN

El propósito de esta investigación fue reconocer la influencia que podría tener un aumento de la degradación del permafrost en la generación de remociones en masa en el Valle Las Arenas. Luego del análisis exhaustivo de capítulos anteriores, se puede concluir que, a pesar de la existencia de más factores condicionantes como la geología, geomorfología, pendiente, entre otros, la degradación del permafrost es un factor que analizar en más estudios de la zona debido a los cambios climáticos a los cuales se ve enfrentada la zona, como aumentos de temperatura de manera prolongada en el tiempo.

En base a los resultados obtenidos,

1. La degradación del permafrost influye de manera negativa en la zona de estudio. Esto porque conlleva un engrosamiento de la capa activa, la cual es la que sufre procesos de congelamiento/descongelamiento, generando rupturas en la superficie, fatigando el material rocoso y produciendo zonas inestables debido a la sobresaturación de suelos, o en su efecto, susceptibles a movimientos de remoción en masa.
2. Por otro lado, la evaluación del índice de susceptibilidad para cualquier tipo de remoción en masa arrojó los atributos con mayor ponderación para la ocurrencia de un evento de este tipo. Como, por ejemplo, los diversos tipos de depósitos, geomorfologías generadas producto de la erosión, antiguos eventos de remoción en masa, alta pendiente y elevación.
3. El factor condicionante de mayor predominancia para los cuatro tipos de remoción son Geología y Geotecnia. Por lo que hacer estudios geotécnicos en cualquier cuenca de los Andes Centrales es de gran importancia.

4. Los sectores con mayor probabilidad a que ocurra un evento de remoción en masa se ubican en el sector noreste del área de estudio, para los eventos de flujos de detritos y caídas de rocas, mientras que, para los deslizamientos el sector con mayor susceptibilidad se encuentra al sur de la zona. Por otro lado, en el caso de la geliflujión la zona de mayor susceptibilidad se ubica desde el centro del área de estudio hacia el sur.
5. En el caso de un aumento de la temperatura las zonas de permafrost continuo emigrarán hacia el sur del área de estudio, extendiéndose así, las zonas susceptibles a la generación de remociones en masa, hacia el norte del área de estudio, aumentando el contenido de material removible.
6. En general, en el Valle Las Arenas los eventos de remoción en masa están caracterizados por caídas de rocas y flujo de detritos en su mayoría, y deslizamientos y geliflujión en minoría.
7. Los factores gatillantes evaluados como la precipitación, presenta una disminución a lo largo de los años, presentando eventos anómalos como el del año 2000 que podrían generar flujos de detritos canalizados como se puede observar en el mapa de susceptibilidad de aquella remoción en masa.

Referencias

- Abele, G., (1974). Bergsturze in den Alpen: the Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 25, Munchen.
- Abele, G., (1984). Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chileno. *Revista de Geografía Norte Grande*, 11: p.17-30.
- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J., (2013). Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los Andes Semiáridos chilenos entre los 27-32°S. *Andean Geology. Revista Geológica de Chile*, vol. 40 (1) (pág. 79-101).
- Aguirre, L., (1960). Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, 9, 70.
- Aguirre-Urreta, M., (1996). El tithoniano marino en la vertiente argentina del paso de Piuquenes. *Actas XIII Congreso Geologico argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Vol. V, p. 185.
- Aguirre-Urreta, M., Alvarez, P., (1997). La Formacion Lo Valdes en el alto Río Colina, Region Metropolitana, Chile Central. *Actas VII Congreso Geologico Chileno, Antofagasta*, Vol. 1, p. 411-415.
- Ahumada, A., (2007). El Calentamiento Global y sus manifestaciones en la Criósfera de las Altas montañas del Norte Argentino. *Boletín Geográfico N°30*, p. 57-69.
- Alcántara, I., (2000). Landslides: ¿Deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones geográficas*, (41), 7-25.
- Aleotti, P., (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology N° 73*, Elsevier, p. 247-265.
- Allen, S., Frey, H., Huggel, C., (2017). Assessment of Glacier and Permafrost Hazards in Mountain Regions. Technical Guidance Document. Standing Group on Glacier and Permafrost Hazards in Mountains (GAPHAZ) of the International Association of Cryospheric Sciences (IACS) and the International Permafrost Association (IPA). Zürich, Switzerland / Lima, Perú, 72 pp.
- Antinao, J., Gosse, J., (2009). Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32-34.5oS): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* 104 (3-4): 117-133.
- Aubouin, J., Borrello, A., Ceccioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R., (1973). Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 15 (1-2): pp. 11 - 72.
- Barsch, D., (1978). Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Third International Conference on Permafrost*, 1, pp. 349-353. Ottawa.
- Barsch, D., (1996). Rock glaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer Verlag, Heidelberg.

- Becerra, C., De Rurange, J., (2018). Modelo de susceptibilidad a procesos de remociones en masa en rutas cordilleranas de Chile Central: Ruta 115 CH, Paso Pehuenche, Región del Maule.
- Biro, L. (1964). Límite Titonico-Neocomiano en Lo Valdés. Memoria de Titulo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 118 p. Santiago.
- Burger, K., Degenhardt, J., Giardino, J., (1999). Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31: 93 - 132.
- Cardozo, C., (2013). Zonación de susceptibilidad por procesos de remoción en masa en la cuenca del río Tartagal, Salta (Argentina). Facultad de Matemática, Astronomía y Física. Instituto de Altos Estudios Espaciales Mario Gulich. Universidad Nacional de Córdoba. Argentina. Tesis de Magister en Aplicaciones Espaciales de Alerta y Respuesta Temprana a Emergencias.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., Zurita, E., (2002a). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversión south of the flat--slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117-139.
- Chiu, D., (1991). Geología del relleno Cuaternario de las hoyas de los ríos Yeso, Volcán y Maipo, este último entre las localidades de Guayacán y Los Queltehues, Región Metropolitana. Tesis (Geólogo). Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 111.
- Cruden, D., (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Geologie de l'Ingenieur*, 43(1), 27-29.
- Cruden, D., & Varnes, D., (1996). *Landslide Types and Processes*. (T. R. Board, Ed.) U.S. National Academy of Science, Special Report, 247, 36-75.
- Davis, N., (2000). *Permafrost: a guide to frozen ground in transition*. Alaska, USA: University of Alaska Press.
- Deckart, K., Clark, A., Aguilar, C., Vargas, R., (2005). Magmatic y hydrothermal chronology of the supergiant Río Blanco Porphyry Copper Deposit, Central Chile: Implications of an integrated UPb y 40Ar-39Ar database. *Economic Geology* 100, p.905-934.
- Deckart, K., Godoy, E., (2006). Barren Igneous Intrusives in The Central Andes: U-Pb y Nd-Hf Isotope Geochemistry. *Short Papers, V-SSAGI*, 349-351, Punta del Este, Uruguay.
- Espizua, L., (1993). Quaternary Glaciations in the Rio Mendoza Valley, Argentine Andes. *Quaternary Research* 40: 150-162.
- Farías, M., (2007). Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis de Doctorado. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 236 p.
- Fock, A., (2005). Cronología y Tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°s. Tesis de Magister. Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- French, H., (2007). *The Periglacial environment*. West Sussex, England: John Wiley & Sons Ltd.

- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Feraud, G., (2002). Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, N° 2, p. 207-225.
- Gansser, A., (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129 (2): pp. 93-131
- Gao, B., (1995). "Normalized Difference Water Index for Remote Sensing of Vegetation Liquid Water from Space." *Proceedings of SPIE* 2480: 225-236.
- García-Ruiz, J., (1990). *Geoecología de las áreas de montaña*. Geoforma Ediciones. Logroño, España.
- Giambiagi, L., Ramos, V., (2002). Structural Evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15., 101-116.
- Giambiagi, L., (2003b). Deformación Cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (1), 85-96.
- Giambiagi, L., Álvarez, P., Godoy, E., Ramos, V., (2003a). The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, Vol. 369. p. 1-19.
- Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Alvarez, P., Orts, S., (2003b). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, Vol. 22, No 4, 1041, doi:10.1029/2001TC001354.
- Glade, T., Anderson, M., Crozier, M., (2005). *Landslide Hazard and Risk*. John Wiley y Sons Ltd.
- Gómez, M., (2005). Índice de Vegetación en Áreas del Bosque Seco del Noroeste del Perú a partir de Imágenes Satelitales. Tesis para optar el Título de Ingeniero industrial y de Sistemas. Facultad de Ingeniería. Área Departamental de Ciencias de la Ingeniería. Universidad de Piura. Perú. (Pág. 43-44)
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., (1999). Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin y uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306, 117-136.
- Gonzalez Díaz, E., (2003). El englazamiento en la región de la caldera de Caviahue-Copahue (Provincia del Neuquen): Su reinterpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 356-366. Buenos Aires.
- Gonzalez Díaz, E., (2005). Geomorfología de la region del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquen). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1): 072-087. Buenos Aires.
- González de Vallejo, L., (2002). *Ingeniería geológica*. Madrid, España. Prentice Hall.
- Gonzalez, O., (1963). Observaciones geológicas en el valle del Río Volcan. *Revista Minerale*s, Santiago, Vol. 17, No 81, p. 20-61.

- González, P., (2010). Geología y Geomorfología del complejo de remoción en masa La Engorda, Chile Central. Memoria para optar al Título De Geólogo. Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología, p.52-70.
- Gruber, S., Haeberli, W., (2009). Mountain permafrost. In R. Margesin (Ed.), Permafrost Soils (pp. 33-44). Berlin: Springer-Verlag.
- Gruber, S., (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation, *The Cryosphere*, 6, 221-233. doi:10.5194/tc-6-221-2012. Online at: geo.uzh.ch/microsite/cryodata/yodata/
- Haeberli, W., (1985). Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 77, 142.
- Haeberli, W., (2000). Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers: A discussion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 290-293.
- Haeberli, W., Beniston, M., (1998). Climate Change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio* 27(4): 258-265.
- Hallam, A., Biró-Bagóczyk, L., Pérez, E., (1986). Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian-Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, Vol. 123, N° 4, p. 425-435.
- Hauser, A. (1993). Informe Geotécnico referido a la evaluación de remociones en masa, sector Villa del Valle, Baños Morales, Región Metropolitana. Recuperado por Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Highland, L. M., y Bobrowsky, P. (2008). *The Landslide Handbook — A Guide to Understanding Landslides*. U.S Geological Survey Circular, 1325, 129.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B., y Haeberli, W., (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: An overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 53-68.
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- Infante, N., (2009). El Monumento Natural el Morado. Análisis del medio biofísico, paisaje y propuestas para su gestión. Barcelona: Universitat de Barcelona, Facultat de Geografia e Historia.
- Jackson, T., Chen, D., Cosh, M., Li, F., Anderson, M., Walthall, C., Doriaswamy, P., Hunt, E., (2004). “Vegetation water content mapping using Landsat data derived normalized difference water index for corn and soybeans”, *Remote Sensing of Environment*, vol. 92, no. 4, pp. 475- 482.
- Jacoby, D., (2001). Vulnerabilidad del sector urbano de La Reina frente a desbordes de la Quebrada de Ramón. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Jia, H., Xiang, W., Krautblatter, M., (2015). Quantifying rock fatigue and decreasing compressive and tensile strength after repeated freeze-thaw cycles, *Permafr. Perigl. Process.* p. 187.

- Kay, S., Kurtz, A., (1995). Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Informe Inedito para CODELCO Chile, 180 p.
- Kay, S., Godoy, E., Kurtz, A., (2005). Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*: Vol. 117, No. 1, pp. 67–88.
- Keefer, DK., (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 95 pp. 406-421.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G. K., Schoeneich , P., Deline, P., & Pogliotti, P. (2011). Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps. Permant project.
- Kim, J., Jeong, S., Park, S., Sharma, J., (2004). Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. *Engineering Geology* No. 75, Elsevier, p. 251- 262.
- Klohn, C., (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curico. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín No 8, 95 p.
- Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, 24 (1), 75-90.
- Lara, M., (2007). Metodología para la evaluación y zonificación de Peligro de Remociones en Masa con Aplicación en la quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Tesis para optar el Grado de Magíster en Ciencias Mención Geología y Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Chile.
- Leyton, F., Ruiz, S., Sepulveda, S., (2010). Reevaluacion del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean Geology*.
- Mardones, V., (2016). Análisis estructural de los depósitos mesozoicos y cenozoicos en la cordillera principal oriental, en el valle del Río Volcán, Región Metropolitana, Chile (33°46' - 33°56'S). Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.
- Martinez, R.; Osorio, R., (1963). Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carofitas fosiles en la Formacion Colimapu. *Revista Minerale* N9 82: p. 28-43, Santiago.
- Meyer, R. A., (2009). *Encyclopedia of complexity and systems science* (Vol. 1). Springer.
- Moreiras, S. (2005) Landslide susceptibility zonation in the Rio Mendoza valley, Argentina. *Geomorphology*, 66(1-4), 345- 357. DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.09.019
- Moreiras S., Lisboa S., Mastrantonio L., (2012). The role of snow melting upon landslides in the central Argentinean Andes. *Earth Surface and Processes Landforms*. Special issue on Historical Range of Variability. Guest editors: Ellen Wohl and Sara Rathburn Volume 37 (10) 1106–1119.
- Moreiras, S., Sepúlveda, S. (2015) Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32°–34° S) and potential hazards. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 329-344. DOI: 10.1144/SP399.18

Moreiras S., Pilar, J., Lauro, C., Vergara Dal Pont, I., Correas, M., Junquera, S., (2019). Deslizamientos asociados a la degradación del permafrost: evidencias geomorfológicas en el pasado y presente en los Andes Centrales (31°-34°s). Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Mendoza, Argentina.

Moreno H., Thiele R., Varela J., (1991). Estudio geológico y de riesgo volcánico y de remoción en masa del proyecto hidroeléctrico Alfafal II y Las Lajas (inédito). Chilgener S.S., Santiago, 78 pp.

Muñoz, A. (2018) Metodología para evaluar la amenaza de flujos de detritos utilizado un análisis jerárquico de procesos y el software RAMMS con aplicación en la cuenca del Estero San Alfonso, Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Geólogo. Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología, p. 18-39.

Murton, J., Kuras, O., Krautblatter, M., Cane, T., Tschofen, D., Uhlemann, S., Schober, S., Watson, P., (2016). Monitoring rock freezing and thawing by novel geoelectrical and acoustic techniques, J. Geophys. Res. – Earth Surface. 155-177.

Nystrom, J., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45' S). GSA Bulletin 115(12):1523-1537.

Opazo, E., (2014). Evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa en la ruta a-16, vía de acceso principal a la ciudad de Iquique (Región de Tarapacá).

Pereira F., (1995). Esquema geomorfológico del sector norte del valle del río Cuevas, entre Puente del Inca y Las Cuevas, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 103-110.

Pino, C., (2018). Estudio geomorfológico glacial y periglacial asociado a la evolución de glaciares rocosos en la alta cuenca del río cochiguás, región de Coquimbo. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 210 p.

Popescu, M., (2002). Landslide Causal Factors and Landslide Remedial Options. Keynote Lecture, Proceedings 3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures, Singapore, p. 61-81.

Poschinger, A., (2002). Large rockslides in the Alps: A commentary on the contribution of G. Abele (1937-1994) and a review of some recent developments. In: Evans, S.G., and DeGraff, J.V. (Eds.), Catastrophic landslides: Effects, occurrence, and mechanisms. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, Boulder, CO, XV, pp. 237-255.

Ramos, V., Godoy, E., Godoy, V., Pangaro, F., (1996). Evolucion tectonica de la Cordillera Principal Argentina Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes. Actas XIII Congreso Geologico Argentino y III Congreso de Exploracion de Hidrocarburos. Vol. II, p. 337-352.

Rauld, R.A., (2002). Analisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 57 p.

Rodríguez, C., Bommer, J., Chandler, R., (1999). Earthquake-induced landslides: 1980–1997. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 18, pp. 325–346.

Saaty, T., (2008). Relative Measurement and Its Generalization in Decision Making Why pairwise comparisons Are Central in Mathematics for the Measurement of Intangible Factors. The Analytic Hierarchy/Network Process. Review Royal Spanish Academy of Sciences. Series A, Mathematics, vol. 102, N°2, 251–318.

Salomon J., (1969). El alto valle del río Mendoza. Estudio de geomorfología. Boletín de Estudios Geograficos, vol XVI, N °o 62: 1-50. Sepulveda, S.A, Serey, A., 2009. Tsunmigenic, ´ earthquake-triggered rock slope failures during the 21st of April 2007 Aisen earthquake, ´ Southern Chile (45.5°S). Andean Geology 36: 131-136.

Sarricolea P., MJ. Herrera, O. Meseguer-Ruiz., (2017). Climatic regionalization of continental Chile. Journal of Maps 13 (2), 66-73

Schmid, M., Baral, P., Gruber, S., Shahi, S., Shrestha, T., Stumm, D., Wester, P. (2015) Assessment of permafrost distribution maps in the Hindu Kush Himalayan region using rock glaciers mapped in Google Earth, The Cryosphere, 9, 2089–2099, <https://doi.org/10.5194/tc-9-2089-2015>.

Selby, M., (1993). Hillslope materials and processes. Oxford, Reino Unido, Segunda edición, Oxford University Press, 451 p.

Sepúlveda, S., Lara, M., (2008). Apunte de remociones en masa. Universidad de Chile. Departamento de Geología, Santiago, Chile. 63 p.

Skewes, A., Stern, C., Holmgren, C., Contreras, A., Godoy., I. Vela., Rivano, S., (1991). Evolución Magmática cerca del borde sur del segmento de bajo ángulo de subducción en Chile Central (32-34o S). Resúmenes ampliados del Congreso Geológico Chileno, p. 146-148.

Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D., (2000). Hoja Geologica 3569-I Volcan Maipo Boletín No 290, Servicio Geologico Minero Argentino, Buenos Aires, 116 p.

Tavera, J. (1968). Informe sobre estudio de material paleontologico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geologo Sr. Ricardo Thiele. Universidad de Chile, Departamento de Geología, (inedito), 9 p. Santiago.

Thiele, R., (1980). Carta Geológica de Chile 1:250.000. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39: 51 p.

Trombotto, D., Wainstein, P., y Arenson, L., (2014). Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana. Vazquez Mazzini Editores.

Tucker, C., (1979). Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation.

Varnes, D., (1978). Slope movement types and processes. In Landslides, Analysis and Control, Special Report N°176. Schuster, R.L., Krizek, R.J., edits. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., p.11-33.

Vaughan, D., Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., and Zhang, T., (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, chap. Observations: Cryosphere, Cambridge University Press.

Vergara Dal Pont I, Moreiras SM, Santibañez Ossa F, Araneo D, Ferrando F., (2019). Debris flows triggered from melt of seasonal snow and ice within the active layer in the semi-arid Andes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1–12.

Vergara, M., Drake, R., (1979). Edades K/Ar en secuencias volcanicas continentales postneocomianas de Chile Central; su depositacion en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, Vol. 34, p. 42-52.

Vergara, M., Nystrom, J., (1996). Geochemical features of Lower cretaceous back-arc lavas in the Andean Cordillera, Central Chile (31 - 34oS). *Revista Geológica Chilena*, vol.23, N° 1, p. 97-106

Watson, R.T., Haeberli, W., (2004). Environmental threats, mitigation strategies and high mountain areas. *Ambio Special Report*, 13: 2-10.

Wieczorek, G. F., (1996). *Landslide Triggering Mechanisms in Landslides – Investigations and Mitigation*. Special Report 247. A. K. Turner y R. L. Schuster, Editores. Transportation Research Board. National Research Council, National Academic Press, Washington, DC, USA, p.76-90.

Yrigoyen, M. (1979). Cordillera principal. *Academia Nacional de Ciencias Cordoba, Simposio de Geologia Regional*, No2, Vol. 1, pp. 651-694.

ANEXOS

ANEXOS I

Tabla I.1. Justificación de pares del factor condicionante Geología.

Justificación de comparación a pares	
Atributo	Formación Rio Damas
F. Abanico	Al igual que la F. Colimapu, se encuentra compuesta por secuencias volcanoclásticas que le dan una leve importancia sobre F. Rio Damas, además de estar controlada por fallas obteniendo un valor de 2 en la escala de Saaty.
F. Colimapu	La Formación Colimapu al estar compuesta por una secuencia volcanoclástica y ubicada al centro de la zona de estudio, presenta una leve importancia sobre la Formación Rio Damas con un valor Saaty de 2.
F. Lo Valdes	La F. Lo Valdés al encontrarse controlada por una falla presenta una leve importancia sobre la F. Rio Damas, asignandole un valor 2 en la escala de Saaty.
Yeso	La unidad el Yeso al encontrarse en un sector controlado por fallas y fracturado, se le asigna un valor de 4 en la escala de Saaty con una moderada a fuerte importancia.
D. Aluviales	Estos depósitos generalmente en la zona no se encuentran estables, sueltos a firmes, ubicados a los pies de las laderas. Por otro lado, también se encuentran en niveles aterrazados que son estables. Debido a esto se le asigna un valor de Saaty 6 definida como una importancia fuerte a muy fuerte.
D. Coluviales	Los depósitos coluviales se encuentran en una gran extensión en el área de estudio, con una compactación baja y sin cobertura vegetal de gran importancia, el origen de estos depósitos es gravitacional. Se le asigna un valor de 5 en la escala de Saaty, con una importancia esencial o fuerte.
D. Fluvio-Glaciales	En general, estos depósitos representan terrazas estables hacia el sur del área de estudio, sin embargo, en algunos casos es material removible de diversos tamaños con muy baja compactación. Por esto, recibe un valor de 5 en la escala de Saaty.
D. Glaciales	Los depósitos glaciales corresponden a morrenas ubicadas en el valle de la zona de estudio, presentan un variado tamaño de clastos con una baja compactación, se le asigna un valor de 5 en la escala de Saaty.
D. Remoción en Masa	Los depósitos de remoción en masa representan depósitos coluviales de mayor volumen y en ocasiones con la zona de arranque marcada, estos son altamente susceptibles a una nueva remoción en masa y por esto se le asigna un valor de 6 con una fuerte a muy fuerte importancia.
Alteración Hidrotermal	Representa zonas de rocas muy fracturadas y meteorizadas, se encuentran ricas en arcillas y por esto se le asigna un valor de 4 en la escala de Saaty con una moderada a fuerte importancia.

Tabla I.2 Justificación de pares del factor condicionante Geomorfología.

Justificación de comparación a pares	
Atributo	Cima
Abanico Aluvial	Corresponde a una estructura que se encuentra estable formando una superficie de plana a convexa, por lo tanto, se le asigna un valor de 1 en la escala de Saaty ya que presenta la misma importancia que una cima.
Cono de Deyección	Al ser una morfología que se ubica en altas pendientes y muy afectado por la gravedad su valor en la escala de Saaty es de 5 con una importancia esencial o fuerte.
Caída de Rocas	Al igual que los conos de deyección son grandes volúmenes de rocas de baja compactación muy afectados por la gravedad, además se pueden observar las zonas de arranque de estas geoformas por lo que se le asigna un valor de 6 en la escala de Saaty que corresponde a una fuerte a muy fuerte importancia.
Deslizamientos	Es posible reconocer las cicatrices de estas geoformas y al presentar superficies lobuladas se le asigna un valor de 7 en la escala de Saaty lo que significa una muy fuerte importancia.
Morrena Frontal	Se representa con una superficie lobulada lo cual podría favorecer una movilización de rocas por lo que se le da un valor de Saaty de 2 con una leve importancia.
Morrena de Fondo	Al igual que la morrena frontal, se le entrega un valor de 2 en la escala de Saaty con una leve importancia.
Morrena Lateral	Es material acumulado en los laterales de un glaciar y separa el avance de este con las laderas del valle. Se le asigna un valor de 2 en la escala de Saaty con una leve importancia.
Terraza Glacio-Fluvial	Al tratarse de una geomorfología que se encuentra estable se le asigna un valor de 1 en la escala de Saaty con la misma importancia que una cima.
Circo Glacial	Corresponde a una depresión que se encuentra ubicado en las zonas más altas del área de estudio, además presenta paredes de pendientes abruptas. Por esto, se le asigna un valor de 7 en la escala de Saaty con una muy fuerte importancia.
Lago Proglaciar	Se define como una acumulación de aguas en pendientes bajas, presenta una presa que corresponde a morrenas frontales lobuladas, por esto se le asigna una leve importancia sobre una cima con un valor de 2 en la escala de Saaty.

Tabla I.2 Continuación de justificación de pares del factor condicionante Geomorfología.

Kettle Hole	Depresiones que se generan por derretimiento de hielos que quedan entre los sedimentos, luego del retroceso del glaciar. Al ser una geoforma que se representa por cavidades no necesariamente rellenas de agua se le asigna un valor de 5 en la escala de Saaty con una importancia esencial o fuerte.
Ladera de Caída	Las laderas de caída son superficies que representa procesos de remoción en masa, como caídas de rocas, por esto se le asigna un valor de 3 en la escala de Saaty con una moderada importancia.
Valle Glacial	Al tener una forma de canal, formándose con procesos de erosión y depositación de material mediante transporte aguas abajo, se le asigna un valor de 6 con una fuerte a muy fuerte importancia.

Tabla I.3 Justificación de pares del factor condicionante Pendiente.

Justificación de comparación a pares	
Atributo	10°-0°
>45°	La probabilidad de generar remociones en masa con altas pendientes, es mucho más alta que con pendientes < 10°, por lo tanto se le asigna un valor de 5 en la escala de Saaty con una importancia esencial o fuerte.
45° - 30°	La posibilidad de generar remociones en masa con este rango de pendientes sigue siendo alta, sin embargo, a mayor pendiente, mayor inestabilidad. Se le asigna un valor de 4 en la escala de Saaty con una moderada a fuerte importancia.
30° - 20°	Estas pendientes poseen una posibilidad media para generar remociones en masa por lo tanto se le asigna un valor de 3 en la escala de Saaty con una moderada importancia.
20° - 10°	Las pendientes entre este rango poseen una baja posibilidad de generar remociones en masa, por lo que se le asigna un valor de 2 en la escala de Saaty con una leve importancia.

Tabla I.4 Justificación de pares del factor condicionante Elevación y Crioclastia.

Justificación de comparación a pares	
Atributo	3000 - 2500 m s.n.m.
5500 - 5000 m s.n.m.	Debido a que de los 3000 - 2500 m s.n.m. los procesos de hielo y deshielos son menores que a mayor elevación, se entiende que a los 5500 - 5000 m s.n.m. las rocas se encuentran fuertemente expuestas a procesos de crioclastismo, por lo tanto se le entrega un valor de 3 en la escala de Saaty con una importancia moderada.
5000 - 4500 m s.n.m.	Las rocas se encuentran a una exposición alta, sin embargo un poco menor al rango anterior por lo que se le asigna un valor de $2 \frac{4}{5}$ en la escala de Saaty con una leve importancia.
4500 - 4000 m s.n.m.	Las rocas se encuentran a una exposición alta, sin embargo un poco menor al rango anterior por lo que se le asigna un valor de $2 \frac{1}{2}$ en la escala de Saaty con una leve importancia.
4000 - 3500 m s.n.m.	Las rocas se encuentran a una exposición media, sin embargo un poco menor al rango anterior por lo que se le asigna un valor de 2 en la escala de Saaty con una leve importancia.
3500 - 3000 m s.n.m.	Las rocas se encuentran a una exposición baja, similar a la del menor rango, sin embargo un poco menor al rango anterior por lo que se le asigna un valor de $1 \frac{1}{2}$ en la escala de Saaty con una misma relevancia.

Tabla I.5 Justificación de pares del factor condicionante Permafrost.

Justificación de comparación a pares	
Atributo	Permafrost Continuo (Limite Superior)
Permafrost en Condiciones Favorables (Limite Inferior)	Se entiende por permafrost continuo como zonas donde las temperaturas medias anuales del aire son inferiores a -3°C , por lo tanto, no es una zona con una alta inestabilidad, como lo es el limite inferior del permafrost en condiciones favorables, en general se encuentran en el limite de la isoterma 0° , por lo tanto se le asigna un valor de 6 en la escala de Saaty con una importancia fuerte a muy fuerte.
Permafrost en Condiciones Favorables (Limite Superior)	La diferencia entre el limite inferior y el superior, además de la altura, es la menor exposición del permafrost a los cambios de temperatura, por lo tanto se le asigna un valor de 5 en la escala de Saaty con una importancia esencial o fuerte.
Zona de Incertidumbre	La zona de incertidumbre es la zona donde se encuentra el permafrost esporádico con temperaturas anuales muy cercanas a los positivos, por lo tanto se le da un valor de 4 en la escala de Saaty con una moderada a fuerte importancia.
Condiciones no Favorables	Zonas donde no es favorable la preservación del permafrost, por lo tanto no encontraremos suelo congelado actual, se le asigna un valor de 3 en la escala de Saaty con una moderada importancia debido a la probable favorabilidad para generar remociones en masa.
Permafrost Continuo (Limite Inferior)	La exposición a los cambios de temperatura de esta zona es un poco mayor al limite superior del permafrost continuo por lo que se le asigna un valor de 2 en la escala de Saaty con una leve importancia.

Tabla I.5 Justificación de pares del factor condicionante Permafrost.

ANEXOS II

Tabla II.1 Justificación de comparación de pares para la remoción en masa Flujo de Detritos.

Justificación de comparación a pares	
Atributo	Elevación
Geología	La elevación es un factor condicionante que abarca los procesos de hielos y deshielos que sufren las rocas, condicionando así la geotecnia del macizo rocoso, por esto, la geología tiene mayor importancia con un valor de 3 en la escala de Saaty y presenta una moderada importancia.
Geomorfología	Las morfologías que representan remociones en masa, geoformas con pendientes abruptas, morfologías de deposición y transporte como el valle glacial presentan una importancia de valor 3 en la escala de Saaty, lo que significa una moderada importancia sobre la elevación.
Pendiente	La pendiente es un factor que nos permite reconocer las laderas inestables que presentan una susceptibilidad mayor, por esto se le asigna un valor de 2 en la escala de Saaty con una leve importancia.
Permafrost	La delimitación del permafrost representa las zonas que son más afectadas por cambios de temperatura, y por ende que sufriría cambios geomorfológicos que aumentan la susceptibilidad del área de estudio. Por esto se le asigna un valor de 2 en la escala de Saaty, con una leve importancia.

Tabla II.2 Justificación de comparación de pares para la remoción en masa Caída de Rocas.

Justificación de comparación a pares	
Atributo	Permafrost
Geología	Para el caso de caídas de rocas, el factor condicionante de permafrost se le resta importancia debido a que lo más probable que genere una degradación de éste, son flujos o deslizamientos. Para este tipo de remoción en masa la geología es relevante para reconocer alteraciones hidrotermales o depósitos disgregados en la zona de estudio. Por esto se le entrega un valor de 4 en la escala de Saaty, con una moderada a fuerte importancia.
Geomorfología	Se entiende que las morfologías descritas en el estudio presentan un mayor grado de importancia que la degradación del permafrost, esto debido a condicionan toda el área de estudio y se le entrega un valor de 4 en la escala de Saaty, con una moderada a fuerte importancia.
Pendiente	Para las caídas de rocas, la pendiente representa un gran factor, esto debido a que condiciona las laderas y delimita las inestabilidades que podrían generar este tipo de remoción en masa, por esto se le entrega un valor de 4 en la escala de Saaty, con una moderada a fuerte importancia.
Elevación	La elevación al ser la responsable del fracturamiento o diaclasamiento de las rocas, presenta una característica geotécnica que puede favorecer las caídas de rocas por eso se le asigna un valor de 2 en la escala de Saaty con una leve importancia.

Tabla II.3 Justificación de comparación de pares para la remoción en masa Deslizamientos.

Justificación de comparación a pares	
Atributo	Elevación
Geología	La geología es un factor relevante debido a las estructuras presentes en el área de estudio y las formaciones que son afectadas por estos cambios estructurales, por esto presenta un valor de 4 en la escala de Saaty con moderada a fuerte importancia.
Geomorfología	Las morfologías de antiguas remociones en masa o zonas de arranque, son de importancia para este tipo de remoción en masa, por lo que se le asigna un valor de 3 en la escala de Saaty con una moderada importancia.
Pendiente	La pendiente representa un gran factor, esto debido a que condiciona las laderas y delimita las inestabilidades que podrían generar este tipo de remoción en masa, por esto se le entrega un valor de 4 en la escala de Saaty, con una moderada a fuerte importancia.
Permafrost	Para este tipo de remociones tanto la elevación como la delimitación del permafrost representan la misma relevancia por lo que se le asigna un valor de 1 con la misma importancia que la elevación.

Tabla II.4 Justificación de pares para la remoción en masa Gelifluxión.

Justificación de comparación a pares	
Atributo	Pendiente
Geología	Las pendientes para una remoción en masa del tipo gelifluxión no son altas, mientras que el factor condicionante geológico es importante debido a la geotecnia de las rocas, junto con alteraciones hidrotermales que podrían condicionar el macizo rocoso, por esto se le entrega un valor de 2 en la escala de Saaty, con una leve importancia sobre la pendiente.
Geomorfología	Las geoformas del área de estudio son relevantes ya que delimita zonas con gran contenido removilizable y posibles laderas donde la gelifluxión se transporta, por esto se le entrega un valor de 2 en la escala de Saaty, con una leve importancia.
Elevación	Los procesos de hielo y deshielo son de importancia para el estudio debido a que fatigan el material expuesto y así presentar una mayor erosión glaciaria, por esto se le asigna un valor de 2 en la escala de Saaty con una leve importancia.
Permafrost	Para las remociones en masa del tipo gelifluxión la delimitación de las zonas más susceptibles a generarlas con respecto al permafrost son de relevancia, ya que representa la presencia de glaciares rocosos que son susceptibles a generar gelifluxión. Por esto, se le asigna un valor de 2 en la escala de Saaty con una leve importancia. Cabe destacar que este factor tiene una leve importancia sobre la Geomorfología por lo anterior escrito.