



Escuela de Ingeniería
Ingeniería geológica

**Evaluación de estabilidad sísmica de laderas rocosas en la Península de Arauco, Región del
Biobío, Chile**

Javier Ignacio Contreras Schwazenberg
Profesora guía: Alejandra Serey Amador

Memoria para optar al título de Ingeniero Civil Geológico

Rancagua, Chile
Julio 2023

A mis Papás...

A mi familia...

A mis amigos...

A todos aquellos que tuvieron fe y confianza en mí...

Caminen siempre lleno de sueños y esperanzas...

Agradecimientos

Nunca creí llegar a estas alturas. Nunca pensé que estaría escribiendo una memoria, ni mucho menos pensé que estaría volviéndome un Ingeniero en Geología... Y, sin embargo, aquí estoy, escribiendo los últimos párrafos antes de convertirme en un profesional. Fueron muchos años que se sintieron un pestañeo, con un montón de acontecimientos importantes y otros que trataron de poner cuesta arriba el camino y, aun así, cada momento de esta aventura ha sido atesorado, especialmente aquellas personas que quisieron caminar conmigo y acompañarme hasta el último momento.

A mis viejos, quienes fueron mi principal apoyo y que me vieron en mis bajos y altos, mis éxitos y fracasos desde el comienzo, sin ustedes nada hubiese sido posible. No tengo manera de expresarles el mucho aprecio y admiración que les tengo por todo lo que han hecho por mí.

A mi familia, mi abuela, mis tíos, primos que me daban ánimos y fuerzas cada vez que podían, esto fue por y gracias a ustedes.

A mis profesoras, Laura Becerril, por aconsejarme y brindarme un apoyo enorme durante los momentos más importantes y difíciles de la carrera. La profe Alejandra Serey, por la enorme ayuda y confianza que me tuvo durante el tiempo que trabajamos como docentes y por la gran ayuda al aceptar ser mi profe guía durante el desarrollo de esta memoria.

A mis compas de Smash Family, Rodo, Day, Pato, Rigo, Arielo y todo el team con quienes pasamos momentos increíbles y que me vieron y acompañaron desde el comienzo ayudándome a distraerme del estrés de la universidad, cuando quieran hacemos una junta.

A los chicos del Discord de las artes, Moy, Leo, Seiko, Neita, Gately y todos los demás, los chicos de los streams de Twitch, Itzel, Panis, Mora, quienes me han dado un montón de ánimos y fuerzas para seguir adelante como artista y como profesional. Su compañía y consejos son valorados y guardados como no se imaginan.

A mis compas de la Uni con los que nos enfrentamos al desafío que represento la carrera, algunos desde el comienzo y otros que nos reunimos a mitad de camino, por todas

esas noches sin dormir para cumplir con las entregas y por todos los momentos de ocio, A la Pauli, Vale, Cata... y todos los demás, son personas increíbles, les deseo el mejor éxito en sus vidas. Cuenten conmigo cuando necesiten ayuda.

A mi perrita Pascuala, que apareció de sorpresa cuando comencé con esta carrera en un momento emocionalmente difícil y que ha sido un cable a tierra importante que me impidió tirar la toalla durante estos años

A todos aquellos que quisieron depositar sus buenas vibras y apoyo en mí, no saben lo mucho que les agradezco... Escribiendo esto me doy cuenta de la gran cantidad de personas que estuvieron detrás dándome aliento para continuar, de verdad...

Muchas gracias a todos ^_^

Resumen

Chile es uno de los países con mayor actividad sísmica en el mundo, el cual se ha visto afectado por terremotos de gran magnitud que actúan como desencadenante de una serie de procesos geológicos en cascada como licuefacciones de suelo, Tsunamis, remociones en masa cosísmicos y otros procesos. Este trabajo es parte de una investigación que busca evaluar y emplear técnicas de análisis de estabilidad de taludes para el desarrollo de estudios de amenaza sísmica en la Península de Arauco, aplicables a estrategias de planificación urbana/territorial y prevención de desastres. Se desarrolló una evaluación de estabilidad de laderas y taludes ubicados en el golfo de la Península de Arauco incorporando resultados de investigación geotécnicas realizado por Brain et al. (2021).

El estudio efectuado corresponde al análisis determinístico pseudo-estático de laderas en condiciones dinámicas y estáticas utilizando el software SLIDE2 de Rocscience y el cálculo de desplazamiento de Newmark para una ladera con deslizamiento de roca provocado por el terremoto del Terremoto de Subducción Mw 8,8 de 2010. Se observó que el principal factor condicionante influyente en la estabilidad de las laderas de la zona en estudio corresponde a la geomorfología, en donde las laderas con pendientes mayor a los 40° son más propensas a sufrir inestabilidades. Por otro lado, se observó que la intervención antrópica también juega un rol importante, dado a que la mayoría de las remociones que tuvieron lugar están asociadas a la modificación e intervención humana de la ladera para la ejecución de obras como cortes de caminos y asentamientos. Esto se contrasta con un análisis efectuado sobre laderas sin intervenir las cuales arrojan un grado de estabilidad mayor en condiciones similares tanto geomorfológicamente y ecológicamente.

El resultado de este análisis sumado a la influencia de los factores mencionados puede ser empleados para el desarrollo de zonificaciones de susceptibilidad en la zona, que evalúen el peligro asociado a las diferentes laderas y macizos rocosos que se pueden encontrar en la zona del Golfo de la Península de Arauco, posteriormente ser empleado en planificaciones de territoriales, obras y prevención ciudadana.

Palabras clave: Análisis de estabilidad sísmica, Deslizamientos de roca, Arauco.

Índice de Contenidos

1. INTRODUCCIÓN	10
1.1 Problemática y motivación.....	11
1.2 Objetivos	12
1.2.1 Objetivo general	12
1.2.2 Objetivos específicos	12
1.3 Ubicación y vías de acceso.....	12
2. MARCO GEOLÓGICO	13
2.1. Marco Tectónico.....	13
2.2 Marco Sismológico	15
2.3 Geomorfología	17
2.3.1.- Planicie Litoral o Franja costera	18
2.3.2.- Cordillera de Nahuelbuta.....	18
2.3.3.- Llanura Fluvial.....	19
2.3.4.- Depresión Central	19
2.3.5 Precordillera	19
2.3.6 Cordillera de los Andes	20
2.4 Unidades de Roca.....	20
2.4.1 Secuencias Turbidíticas (Pérmico).....	20
2.4.2 Grupo Lebu: Formaciones del Eoceno	20
2.4.3 Formación Tubul (Plioceno)	21
2.4.4 Depósitos no consolidados (Cuaternario)	21
2.5 Remociones en masa.....	22
2.5.1 Deslizamientos de Suelo	25
2.5.2 Deslizamientos de Roca	25
2.5.3 Caída de Rocas	25
2.5.4 Avalanchas de Roca	26

2.6 Intervención antrópica.....	26
3. GEOTECNIA	27
3.1 Roca intacta	28
4 METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN DE LA ESTABILIDAD SÍSMICA DE LADERAS ROCOSAS EN LA PENÍNSULA DE ARAUCO.	29
4.1. Terminología y conceptos	29
4.2 Revisión bibliográfica	29
4.3 Metodología para la evaluación de la estabilidad sísmica	34
5 RESULTADOS	37
Caso A.....	38
Determinación de Desplazamiento de Newmark	40
Caso B.....	41
5.1 Discusiones.....	43
Conclusiones.....	45
Recomendaciones y estudios futuros	48
Referencias	49
ANEXOS	54

Índice de Figuras

Figura 1: Ubicación de la zona de estudio en la región del Biobío, mapa obtenido y modificado mediante Software Google Earth y QGis.....	13
Figura 2: Configuración Tectónica y rasgos estructurales importantes de la zona sur y la región de la península de Arauco, Extraído de (Geersen et al., 2011).	15
Figura 3: Zona de ruptura generada por el terremoto del 27 de febrero de 2010. El epicentro se señala con la estrella roja y en azul las réplicas asociadas al movimiento con magnitud >4.7. En la figura se aprecia la envergadura de la zona de ruptura del terremoto, alcanzando una zona que comprende desde la zona de Pichilemu hasta la península de Arauco. Extraído de Barrientos (2010).....	16
Figura 4: Desplazamientos Horizontales y Verticales experimentados en la zona de Constitución y Concepción. (Vigny et al., 2011).....	17

Figura 5: Distribución de los principales dominios geomorfológicos de la región del Biobío: 1.– Planicie litoral, 2.– Cordillera de Nahuelbuta, 3.– Llanura Fluvial 4.– Depresión Central 5.– Precordillera 6.– Cordillera de los Andes (Extraído de Moya, 2016; Modificado de Börgel, 1983).....	18
Figura 6: Mapa geológico de la zona de la Península de Arauco. Extraído y modificado de Moya (2016).	21
Figura 7: Localización de remociones en masa inventariadas en la península de Arauco. En los círculos se señalan las zonas de concentración de Remociones en Punta Lavapié (circulo negro) y en Tubul (circulo naranja) (Extraído de Moya, 2016).	24
Figura 8: Ejemplo de la aplicación del Método de Newmark para la estimación del desplazamiento de un bloque mediante la doble integración de los valores de aceleración versus el tiempo de registro. En la imagen se integran las aceleraciones por sobre el valor crítico de 0.2g para obtener el desplazamiento (Extraído de Sepúlveda et al., 2022)	33
Figura 9: Geometría de laderas (Ladera 1a y Ladera 2a) modeladas mediante software SLIDE.....	36
Figura 10: Mapa de pendientes categorizadas en donde se pueden observar la distribución de las laderas que tienen mayor inclinación, en donde la mayoría está ubicada en sectores costeros próximos a localidades y en torno a caminos. Se señala la ubicación de las laderas analizadas en el Caso B Elaboración propia mediante software QGIS.	38
Figura 11: Análisis de estabilidad de Talud para condiciones estáticas con parámetros de roca intacta obtenidos por <i>Brain et al. (2021)</i> . $FS1=1,722$ para la Ladera 1a y $FS2= 1,561$ para la Ladera 2a.	39
Figura 12: Análisis de Estabilidad en condiciones pseudo estáticas con $Kh=0,47$ g para la Ladera 1a y $Kh=0,40$ g para la ladera 2a.	39
Figura 13: Análisis de estabilidad de Talud en condiciones dinámicas con aceleraciones ($Kh= 0.65$ g, $Kv= -0.58$ g) asociadas al terremoto de 2010, extraídas de Barrientos (2010).	40
Figura 14: Análisis dinámico de Laderas del Caso B sin remover sometidos a carga sísmica de $Kh=0,65$ g. Se observa que las laderas se encuentran en una estabilidad más o menos crítica dado los valores de FS cercanos a 1. Elaboración propia.....	42
Figura 15: Histograma de recuento de Remociones en masa categorizados por unidad litológica y pendiente en intervalos de 20° . Extraído de Serey et al (2019).....	44
Figura 16: Mapa de unidades geológicas dispuestas en la zona del golfo de la Península de Arauco. Se da especial énfasis a que la zona está constituida principalmente por rocas sedimentarias neógenas y del cuaternario de baja resistencia.....	45

Índice de Tablas

Tabla 1: Datos de aceleración sísmica preliminar del terremoto de 2010 registrada en estaciones de distintas localidades de Chile. (g) corresponde a la medida de aceleración de gravedad de la Tierra Extraído de Barrientos (2010).	17
Tabla 2: Parámetros de Cohesión, Ángulo de Fricción y peso unitario empleados para el análisis de estabilidad de Talud (Brain et al., 2021).	36
Tabla 3: Tabla de parámetros y valores de FS obtenidos mediante análisis de estabilidad de talud en casos estáticos y dinámicos para laderas no removidas en el área del golfo de la península de Arauco (Caso B).	42
Tabla 4: Tabla resumen de parámetros y valores de F.S. obtenidos para ambos Casos de ladera A y B mediante análisis de estabilidad de talud en casos estáticos y dinámicos para laderas no removidas en el área del golfo de la península de Arauco.	43
Tabla 5: Características generales de las muestras analizadas (Moya, 2016)	54
Tabla 6: Valores de parámetros resistentes de Roca obtenidos por (Moya, 2016)	54
Tabla 7: Valores de cohesión y ángulo de fricción obtenidos mediante ensayo de corte directo monotónico con distintas condiciones de muestra (Moya, 2016)	54
Tabla 8: Valores de cohesión y ángulo de fricción obtenidos mediante ensayo de corte directo monotónico para fallas peak, residual y roca disgregada (Brain et al., 2021)	54
Tabla 9: Glosario de Términos y abreviaturas empleadas en estudios de estabilidad de ladera y talud para deslizamientos cosísmicos (Murphy, 2015)	55

1. INTRODUCCIÓN

Chile constituye uno de los países más sísmicos del mundo, donde se producen terremotos de diversa magnitud constantemente, y donde han tomado lugar algunos de los eventos más intensos y destructivos registrados en la historia (*Cisternas, 2011*). De acuerdo a datos del Centro sismológico Nacional de Chile (CSN), durante el 2022 se registraron mediante diversos instrumentos 7273 sismos en todo el territorio con magnitud mayor o igual a 3. Desde 2017, se han registrado en promedio alrededor de 7500 sismos anuales, de los cuales, cerca de una decena de ellos logran alcanzar magnitudes superiores a los 5,5. Desde el año 1950 hasta 2016, se han registrado cerca de 43 terremotos considerados de importancia y/o destructivos, de magnitud $M_s \geq 7$ de acuerdo al archivo histórico del CSN. Estos eventos han marcado la historia de Chile con una alta capacidad destructiva y de gran impacto para el país.

El gran registro sísmico que posee Chile es debido principalmente a la localización geográfica de su territorio, ubicado en el contacto convergente de las placas tectónicas de Nazca y la Placa Sudamericana. La interacción de este borde tectónico constituye uno de los márgenes más activos a nivel global, asociado a un fenómeno de subducción de la corteza oceánica del Pacífico bajo corteza continental de Sudamérica (*Guardia & Taberna, 2010*). Este contexto dinámico de subducción es el proceso responsable del alzamiento de las cordilleras, la subsidencia marina y la gran actividad volcánica presente en Chile, ubicándose a lo largo de la Cordillera de los Andes, de los cuales muchos están activos (*Sernageomin, 2018*). Los peligros geológicos en cascada son eventos en efecto dominó que pueden ser gatillados inicialmente por un terremoto, generando procesos como licuefacción de suelos, tsunamis y remociones en masa cosísmicas. Estos procesos son un foco de estudio dado la amenaza que representan ante el creciente aumento de la población a nivel global, consigo el de asentamientos que pueden instalarse en zonas propensas a verse afectadas cuando estos eventos son gatillados.

Las remociones en masa son procesos destructivos donde se movilizan grandes volúmenes de sedimento, suelo y/o roca cuyo desplazamiento puede ser lento o rápido,

fundamentalmente controlados por la gravedad (*Hauser, 2000*). Son eventos naturales que pueden ser generados por diferentes factores, los más comunes son las lluvias, erupciones volcánicas, la intervención antrópica y los terremotos (*Keefer, 2002*). De acuerdo a *Varnes (1978)*, estos eventos pueden clasificarse de acuerdo al tipo de material (Suelo o Roca) y al movimiento que desarrollan (desprendimientos, Toppling, deslizamientos, extensiones laterales o flujos). Según *Keefer (1984)*, las remociones en masa generadas por terremotos pueden clasificarse de acuerdo a la velocidad de propagación de la remoción y a la profundidad con la que se genera el movimiento en un catálogo más amplio de clasificación.

Un caso de estudio son las remociones en masa cosísmicas que se desarrollaron durante el terremoto Mw 8,8 del 2010. La Península de Arauco fue una de las zonas más afectadas por remociones cósmicas, en donde se estima que casi un tercio de estos eventos ocurrieron en esta pequeña región geográfica (*Escobar, 2013*) en contraste con la franja que representó el área de ruptura del terremoto que abarca desde la región de Valparaíso al Biobío. Este escenario ha sido estudiado para entender los factores condicionantes versus los factores gatillantes a la hora de desarrollarse eventos de remociones en masa cosísmicas.

1.1 Problemática y motivación

Existen diversos inventarios y mapas desarrollados por distintos investigadores que se presentan como antecedentes de gran relevancia para entender cómo se generan y desarrollan las remociones en masa cosísmicas. Sin embargo, la evaluación de la susceptibilidad y el peligro de remociones en masa generadas por terremotos es un problema complejo, ya que debe considerar las propiedades geológicas y geotécnicas de las laderas, así como los parámetros de la respuesta sísmica del suelo en los posibles escenarios de terremotos esperados.

Bajo esta premisa, se efectuará el uso de técnicas para la evaluación de estabilidad y de peligrosidad sísmica en taludes en la Península de Arauco aplicable a estrategias de planificación urbana/territorial y prevención de desastres.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

- Evaluar la estabilidad sísmica de laderas rocosas en la península de Arauco, Región del Biobío.

1.2.2 Objetivos específicos

- Elaboración de mapas geológicos y geomorfológicos de la zona de estudio.
- Realizar análisis determinísticos de estabilidad estáticos y pseudo-estáticos mediante software SLIDE2 de Rocscience.
- Entregar recomendaciones y sugerencias de mitigación y/o intervención ingenieril para el manejo de las remociones en masa cosísmicas.

1.3 Ubicación y vías de acceso

La zona de la península de Arauco es una zona de antearco ubicada en la Región del Biobío que se proyecta hacia el Océano Pacífico, entre los 37° – 38° S y 73°40' – 73°10' W. Colinda con la ciudad de Concepción ubicada aproximadamente a 50 km al noreste, dirección donde también se encuentran la comuna de Lota, Coronel, entre otras localidades. Al sur de la península se ubican comunas como Frutillar y Curanilahue, mientras que al Oeste se ubica la Cordillera de Nahuelbuta, correspondiente a un rasgo geomorfológico de la cordillera de la Costa. El principal acceso a esta zona se puede hacer desde la ruta 5. Se llega desde la ciudad de Chillán accediendo por la ruta 152 en dirección a la Ciudad de Penco, luego por ruta 150 en dirección a Concepción y desde ahí dirigirse a la comuna de Arauco por la ruta 160. En la Figura 1 se muestra la ubicación geográfica de la zona de estudio enmarcada en la región del Biobío, las localidades aledañas y principales rutas de acceso.

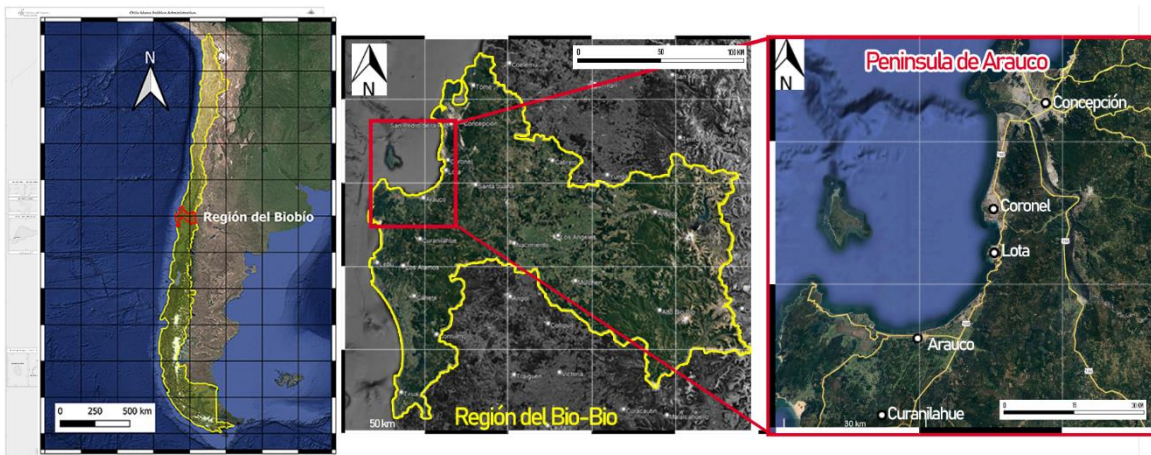


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio en la región del Biobío, mapa obtenido y modificado mediante Software Google Earth y QGis.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Marco Tectónico

La península de Arauco es una zona de Antearco Alta donde la plataforma continental emerge a alturas sobre los 400 m.s.n.m., dentro del territorio que comprende la cuenca del antearco Arauco-Itata. La característica del antearco e intraarco andino de la zona entre los 33° y 45°S ha evolucionado tectónicamente desde el Cretácico tardío, lugar donde han tomado lugar una serie periodos de extensión e inversión que puede dividirse en etapas definidas por la acumulación de 4 mega secuencias de sedimentación (Álvarez, 2006).

La zona estuvo dominada por cuencas extensionales marinas–continentales durante el Oligoceno–Mioceno Temprano, con bajos relieves y bajas tasas de exhumación (Melnick *et al.*, 2006). Estas cuencas se invirtieron y fueron alzadas durante el Mioceno (Becerra *et al.*, 2013; Folguera *et al.*, 2006; Hackney *et al.*, 2006; Radic *et al.*, 2002), contemporáneo a la transgresión y exhumación de los Andes (16 a 10 Ma) (Becerra *et al.*, 2013; Melnick & Echtler, 2006).

Durante el Cretácico tardío al Paleoceno, tuvo lugar un episodio extensivo caracterizado por fallas normales de alto ángulo de rumbo NNE (Álvarez *et al.*, 2006). Se generaron una serie de depocentros ubicados en la zona de la península y en el área de Isla

Mocha, formaciones que albergan depósitos de sedimentos que constituyen una unidad tectonoestratigráfica del Cretácico Tardío–Paleoceno (*Álvarez et al., 2006*).

En Eoceno tuvo lugar un periodo de exhumación junto a un nuevo evento de reactivación extensional asociado a la placa sudamericana (Pardo Casas y Molnar, 1997; *Álvarez et al., 2006*) en donde se depositó una nueva facies sedimentaria.

En el Oligoceno Tardío al Mioceno Medio ocurre un evento de inversión de los depocentros, Donde se da origen a la Formación Ranquil (*Álvarez et al., 2006*).

El evento más reciente ocurre en el Mioceno Medio Tardío – Plioceno, en donde se depositan sedimentos del periodo de subsidencia que coexisten con la actividad de estructuras compresivas (*Álvarez et al., 2006*) de entre los cuales se pueden encontrar aquellos que conforman la Formación Tubul.

La Figura 2 muestra la configuración tectónica de la zona de la península de Arauco en la actualidad, controlada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana. Entre los 35°–40° S se observa la Zona de fracturas de la placa Nazca ubicado frente las costas de Isla Mocha que se extiende por corteza oceánica joven por el sur de la corteza más antigua hacia el norte (*Geersen, et al., 2011*). Esta zona se extiende desde la zona de fractura de Valdivia e intersecta la fosa ligeramente al sur de los 38°S y el **Ridge de Juan Fernández** correspondiente a Dorsal oceanica E–W ubicado sobre la placa de Nazca que intersecta el margen a los 33°S, migrando ligeramente hacia el sur (*Melnick, et al., 2009*).

Por el sector continental se puede encontrar la Zona de Fallas Biobío (*Glodny et al., 2008*) también llamada lineamiento Biobío, estructura que corresponde a una mega zona de cizalle cortical de rumbo NW–SE (*Echtler, 2003*). Finalmente, ubicado al sur de la Península se ubica la Zona de Fallas Lanahue (*Glodny et al., 2008*), una falla transcurrente sinistral que es definida como un desgarre de la corteza terrestre de gran escala generada durante el Pérmico Inferior, y que actualmente se representa como zonas Miloníticas (*Canales et al., 2015*).

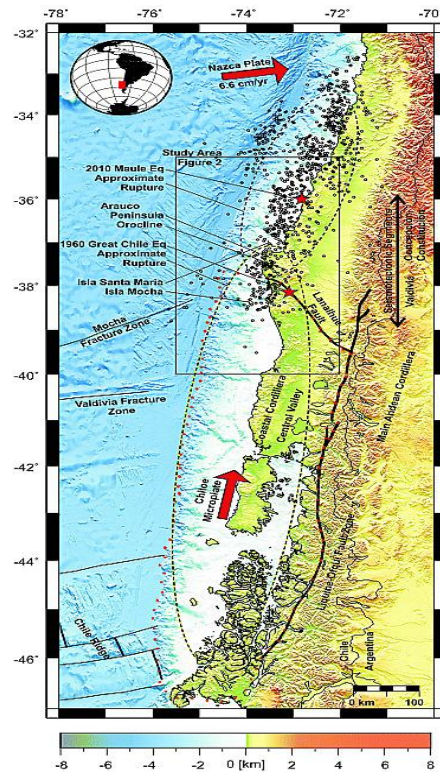


Figura 2: Configuración Tectónica y rasgos estructurales importantes de la zona sur y la región de la península de Arauco, Extraído de (Geersen et al., 2011).

2.2 Marco Sismológico

Terremoto Cauquenes febrero 2010 (Barrientos, 2010):

Ocurrido el 27 de febrero a las 3:34 A.M en la zona central de Chile. Se originó debido a la interacción en el contacto entre las placas de Nazca y la placa Sudamericana en un área de ruptura de alrededor de 450 km de longitud extendiéndose en dirección NS desde la Península de Arauco en la región del Biobío hasta Pichilemu en la región de O'Higgins, con un ancho estimado de 150 km y un desplazamiento superior a 10 m. La zona de ruptura tuvo lugar en las coordenadas $36^{\circ} 17' 23''$ S y $73^{\circ} 14' 20''$ W a una profundidad estimada de 30 km (Figura 3).

La velocidad de ruptura fue del orden de los 2.5 a 3.5 km/s, tardando 110s en propagarse a lo largo de toda el área y una duración de aproximadamente 2 minutos. Cerca de 40 estaciones sísmicas dispuestas en suelo y roca registraron el movimiento. Se registraron mediante instrumento los siguientes valores máximos de aceleración: 0.93 (g) NS (Est. Angol), 0.78 (g) EW (est. Melipilla), 0.41 (g) en todas las componentes (est.

Concepción). La Tabla 1 resume el registro de aceleraciones medidas de manera preliminar por distintas estaciones (Barrientos, 2010).

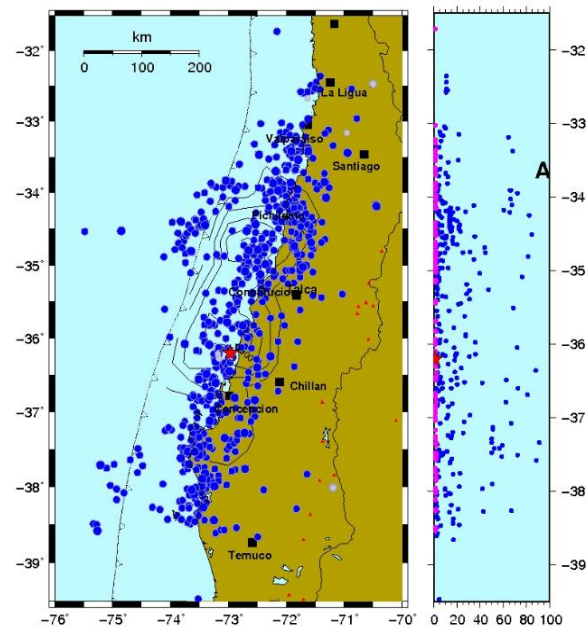


Figura 3: Zona de ruptura generada por el terremoto del 27 de febrero de 2010. El epicentro se señala con la estrella roja y en azul las réplicas asociadas al movimiento con magnitud >4.7 . En la figura se aprecia la envergadura de la zona de ruptura del terremoto, alcanzando una zona que comprende desde la zona de Pichilemu hasta la península de Arauco. Extraído de Barrientos (2010).

El terremoto generó importantes deformaciones cosísmicas en la corteza entre los 35° y 38° , reportados como desplazamientos verticales, horizontales en el territorio como se muestra en la Figura 4. Se registraron levantamientos en la costa del orden de 1.9 a 2 m en zonas de la península de Arauco evidentes a partir de la franja de algas *Coralina lithothamnionideas* que quedaron expuestas (Barrientos, 2010).

Efectos asociados al terremoto fueron licuefacciones de suelo en áreas urbanas que afectaron infraestructura urbana y una serie de remociones en masa donde se incluyen caídas de roca y/o suelo, flujos, desplazamientos, etc. distribuidos principalmente en la cordillera de los Andes (Sepúlveda et al., 2022).

Tabla 1: Datos de aceleración sísmica preliminar del terremoto de 2010 registrada en estaciones de distintas localidades de Chile. (g) corresponde a la medida de aceleración de gravedad de la Tierra Extraído de Barrientos (2010).

Localidad	Aceleración Máx. Horizontal NS	Aceleración Máx. Horizontal EW	Aceleración Máx. Vertical
Colegio San Pedro, Concepción	0.65 g	0.61 g	0.58 g
Cerro Calán, Santiago	0.20 g	0.23 g	0.11 g
Campus Antumapu, Santiago	0.23 g	0.27 g	0.17 g
Cerro El Roble	0.19 g	0.13 g	0.11 g
Melipilla	0.57 g	0.78 g	0.39 g
Olmué	0.35 g	0.25 g	0.15 g
Casablanca	0.29 g	0.33 g	0.23 g
San José de Maipo	0.47 g	0.48 g	0.24 g
Colegio Las Américas	0.31 g	0.23 g	0.16 g
Cerro Santa Lucia	0.24 g	0.34 g	0.24 g

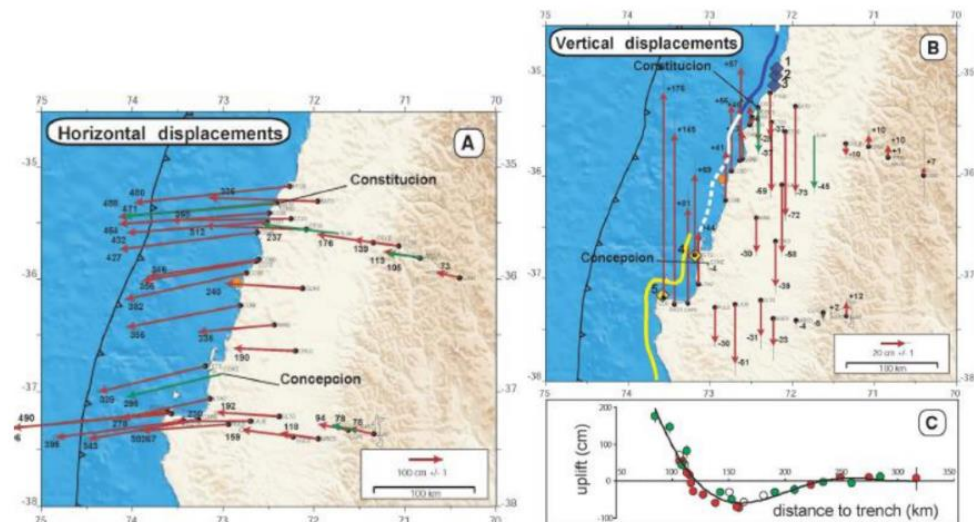


Figura 4: Desplazamientos Horizontales y Verticales experimentados en la zona de Constitución y Concepción. (Vigny et al., 2011).

2.3 Geomorfología

A nivel regional se reconocen 6 dominios geomorfológicos en los cuales está ubicada la península de Arauco (Baechler et. al., 2012; en Moya, 2016). En general todas poseen una orientación N-S y ordenados desde occidente a oriente se encuentran: Planicies Litorales, Cordillera de Nahuelbuta, Llanura Fluvial, Depresión Central, Precordillera y la Cordillera de los Andes (Figura 5).

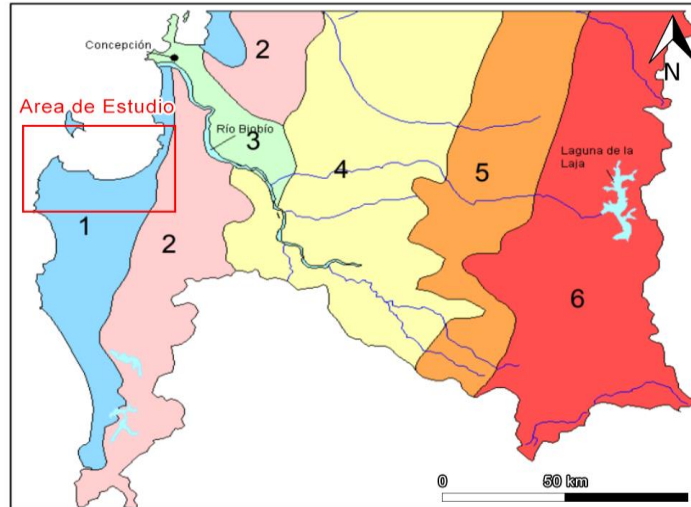


Figura 5: Distribución de los principales dominios geomorfológicos de la región del Biobío: 1. – Planicie litoral, 2.– Cordillera de Nahuelbuta, 3. – Llanura Fluvial 4. – Depresión Central 5. – Precordillera 6. – Cordillera de los Andes (Extraído de Moya, 2016; Modificado de Börgel, 1983).

2.3.1. – Planicie Litoral o Franja costera

Ubicado al occidente de la región, es el dominio donde se encuentra enmarcada la zona de estudio. Presenta un ancho máximo de 4 km en el sector de Punta Lavapié y poco a poco va estrechándose hacia la zona sur hasta casi desaparecer al sur de Lebu (Henríquez, 2006). Posee una topografía irregular, con presencia de Lomajes y cerros que alcanzan los 400 m de altura, con pendientes que se encuentran por lo general bajo el orden de los 35° (Moya, 2016). Esta franja costera se encuentra disectada por varios cursos de agua y esteros que generan extensas playas de arena de orientación NE.

2.3.2. – Cordillera de Nahuelbuta

Aflora al este de la Planicie Litoral, y al sur del río Biobío. Es un rasgo de la cordillera de la Costa que data del Paleozoico superior (Pauchard et. al., 2006), catalogado como una secuencia de Macizos costeros litológicamente homogéneos conformados en bloques. (Mardones, 2005). Posee alturas que sobrepasan los 1000 m.s.n.m. (Baechler et. al., 2012) caracterizados por lomajes moderados que varían entre 150 a 300 m.s.n.m. que está en comunicación rápida con la depresión central y la zona de la costa. Se pueden encontrar terrazas marinas y fluviales con alturas que alcanzan hasta los 900 m.sn.m. Estas terrazas

tienen orientación NW–SE, pasando por la península y la cordillera. Las terrazas que alcanzan los niveles de 500 m se encuentran cubiertos por sedimentos terciarios(*Rehak et al., 2008*).

2.3.3.– Llanura Fluvial

Es de carácter local comprendida en parte del dominio de la planicie Litoral y la Cordillera de Nahuelbuta, posee menor envergadura comparada con las otras unidades. Este llano se desarrolla paralelo al Río Biobío, presenta un aspecto de planicie suavemente ondulada e intensamente regada por los cursos fluviales. Se pueden encontrar depósitos fluvio–glacio–volcánicos que son arrastrados desde las montañas en forma de arenas, limos, arcillas y bloques–rodados (*MOP–DGA, 2004*).

2.3.4.– Depresión Central

Constituye una de las principales geomorfologías de Chile cuya extensión está comprendida desde el Norte Grande hasta el extremo sur en Aysén. Corresponde a un valle de origen tectónico formado durante los procesos de orogénesis de las cordilleras de los Andes y de la Costa. Posee alturas inferiores a los 200 m.s.n.m. que pasan de llanuras de relieves planos y ondulados hacia el oeste a plataformas de piedemonte de la Cordillera de los Andes con alturas promedio de 500 a 600 msnm.

2.3.5 Precordillera

Estructura geomorfológica de origen sedimentario que conecta los valles de la Depresión Central y la Cordillera de los Andes. Posee relieves de entre 300 a 800 m.s.n.m. conformados por acumulación de materiales de diverso origen provenientes de la erosión en la Cordillera de los Andes, y que se depositan a pies de la montaña (*MOP–DGA, 2004*) Es una zona de relieve abrupto cortado por ríos encajonados con fuerte manifestación de actividad tectónica reciente probablemente del cuaternario Medio (*Molina 2017*)

2.3.6 Cordillera de los Andes

Constituye el principal relieve del borde occidental de Sudamérica, conformada por cadenas montañosas transversales de alturas que oscilan entre los 1700 y 1800 m.s.n.m. y es cortada por numerosos cursos de agua y ríos de origen fluvio-glacial (*MOP-DGA, 2004*). La parte de alta montaña está caracterizada por una gran cantidad de valles en forma de artesa que fueron excavadas por glaciaciones cuaternarias que controlaron la evolución del paisaje hasta la actualidad (Molina, 2017).

2.4 Unidades de Roca

La siguiente sección corresponde a la descripción de las unidades de rocas que se pueden encontrar en la zona de la Península de Arauco ordenadas desde las más antiguas a las más jóvenes y cuya distribución se muestran en la Figura 6.

2.4.1 Secuencias Turbidíticas (Pérmico)

Sucesión de Rocas Turbidíticas que pueden encontrarse en la Formación Polo Star en la península Antártica (*Sernageomin, 2003*).

2.4.2 Grupo Lebu: Formaciones del Eoceno

Rocas del Eoceno caracterizadas por una sedimentación cíclica que alternan periodos de transgresión y regresión (Zambrano et al., 2012; en Molina, 2017). Esta conformadas por las siguientes formaciones ordenadas desde la Base hacia el Techo, las cuales están todas depositadas dentro de la provincia de Arauco: Curanilahue, Boca-Lebu, Trihueco, Millongue.

- Formación Trihueco (Eoceno)

Secuencia de Areniscas de grano medio-grueso en parte conglomerádicas y arcillosas con intercalaciones de Lutita y fangolitas, y presencia de mantos de carbón y calizas. Sobreyace concordantemente a la Formación Boca-Lebu e infrayace de la misma manera a

la formación Millongue. (Henríquez. 2006). Aflora a lo largo de la costa entre Punta Lavapié y Punta Chicaucura, en el curso inferior del río Lebu y al sur de Lebu.

– Formación Millongue (Eoceno)

Sucesión transgresiva con un conglomerado basal, sobre el cual se disponen areniscas verdosas de grano medio a grueso y arcillolitas arenosas con bancos tobáceos, ubicado en el sector de Punta Millongue (Henríquez, 2006).

2.4.3 Formación Tubul (Plioceno)

Descrita por García en 1968, corresponde a una sucesión sedimentaria marina subhorizontal de areniscas arcillosas que aflora en la península de Arauco entre Punta Pichicui y Las Peñas (Henriquez, 2006). Está compuesta principalmente de areniscas medias y finas con contenido variable de fauna fósil y abundante materia orgánica.

2.4.4 Depósitos no consolidados (Cuaternario)

Conformados de Areniscas y arcillolitas (*Baechler et al., 2012*) su techo es la superficie actual y depósitos de dunas y playas. Sobreyace a la formación Tubul

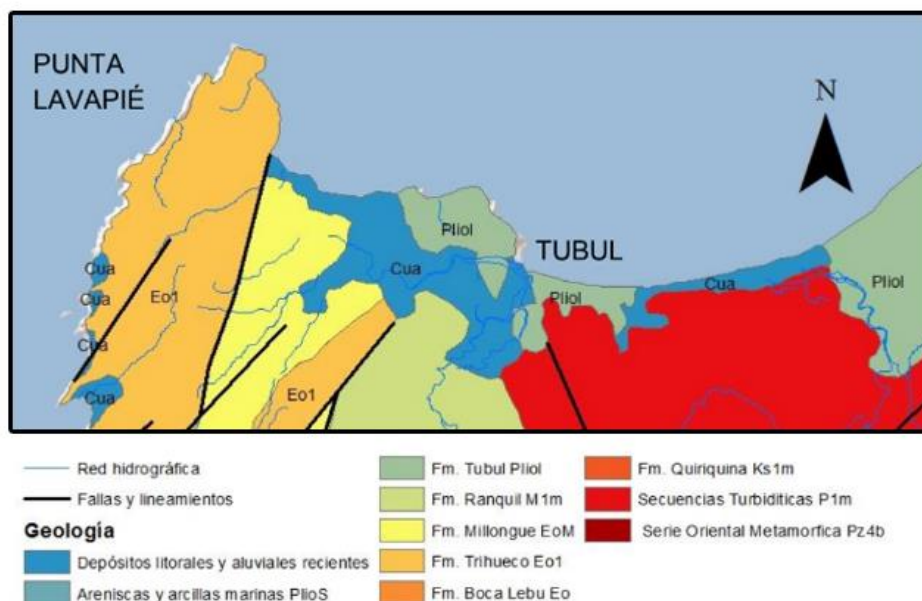


Figura 6: Mapa geológico de la zona de la Península de Arauco. Extraído y modificado de Moya (2016).

2.5 Remociones en masa

Son procesos gravitacionales que movilizan volúmenes de suelo a distintas velocidades a lo largo de laderas o taludes. Constituyen la principal manifestación morfodinámica en las inestabilidades de ladera y que son gatillados por diversos factores. Pueden clasificarse de diversas maneras. En el caso de los deslizamientos cosísmicos, existen 14 tipos de deslizamientos agrupados en 3 conjuntos (Keefer, 1984): Deslizamientos “Coherentes”, en donde el volumen de material desplazado mantiene su forma original y se mueven en forma de bloques; Deslizamientos “Disgregados” en donde el material que se moviliza es perturbado y pierde su forma original; Flujos de detrito o extensiones laterales que son deslizamientos asociados a procesos de licuefacción de suelo

Una remoción en masa cosísmica es un proceso que se gatilla a raíz de un sismo de magnitud lo suficientemente intensa para generar esfuerzos de corte que alteran el estado de equilibrio de una ladera, disminuyendo su resistencia por el aumento de la presión de poros, deformaciones de suelo, etc. que finalmente propician su caída por acción de la gravedad a lo largo de planos de debilidad (*Meunier et al., 2007*).

El terremoto de febrero de 2010 constituyó un evento sísmico que generó un importante impacto en la activación una gran cantidad de procesos de remociones, en donde cerca de 1160 remociones son asociadas al terremoto. Alrededor de 800 de ellos se desarrollaron en clusters ubicados en áreas de baja intensidad sísmica (*Sepúlveda et al., 2022*). En particular, destaca la densidad de procesos que tuvieron lugar zona de la península de Arauco en comparación al resto del territorio afectado por el terremoto (*Escobar, 2013*).

Para comprender el impacto de los procesos de remoción en masa cosísmicos, se han elaborado inventarios que recopilan cantidad y características de los eventos mediante diversas metodologías como estudios en terreno y el análisis de imágenes satelitales pre y post terremoto. Estos antecedentes son de importancia para comprender y analizar características como la geología, geotecnia, sismicidad, etc. de la zona en donde se desarrollan pueden correlacionar a la generación de procesos y aplicarlos a distintos

escenarios, ayudando a establecer relaciones entre componentes, categorizar niveles de riesgos y desarrollar planes ante situaciones de desastres ocasionados por estos peligros.

Mardones et al., (2012), estudiaron los procesos de remoción en masa gatillados por el terremoto mediante análisis de la morfometría en la franja costera de la región del Biobío para 22 eventos, en donde los factores condicionantes están dado por las pendientes topográficas, el grado de saturación del suelo, características litológicas y tectónicas y el manejo de taludes. también establecieron que el número y tamaño de las remociones en masa no es comparable a la magnitud del terremoto, indicando que puede deberse a las características del relieve y la baja humedad del suelo.

Escobar (2013) desarrolló un inventario de 290 remociones en un área extensa de 120.000 km² a lo largo de la cordillera de la costa dentro del área de ruptura del terremoto, clasificándolas según Keefer (1984) como “remociones de tipo disgregado con un alto desorden interno, someras y de una profundidad estimada menor a 3 m”. Del total, las remociones más abundantes son los deslizamientos de suelo y roca (118) seguido de caídas de roca (55). De acuerdo a su estudio, las remociones están concentradas geográficamente en el extremo del área de ruptura del terremoto, en la Península de Arauco y la Cordillera de Nahuelbuta, lugar donde se desarrollaron casi un tercio de las remociones en masa totales que recopiló.

Moya (2016) mapea un total de 126 eventos en la península de Arauco, principalmente en la zona costera del golfo. La Figura 7 presenta la localización y distribución de los eventos de remociones en masa catalogados, donde se señalan 2 clusters de eventos en la zona de Punta Lavapié al oeste de la península y en el sector de Tubul. En detalle corresponden a Deslizamientos de suelo (40) y de roca (39), Caída de rocas (33), Deslizamientos de Suelo y roca (10), y Avalanchas de roca (4) (Moya, 2016).

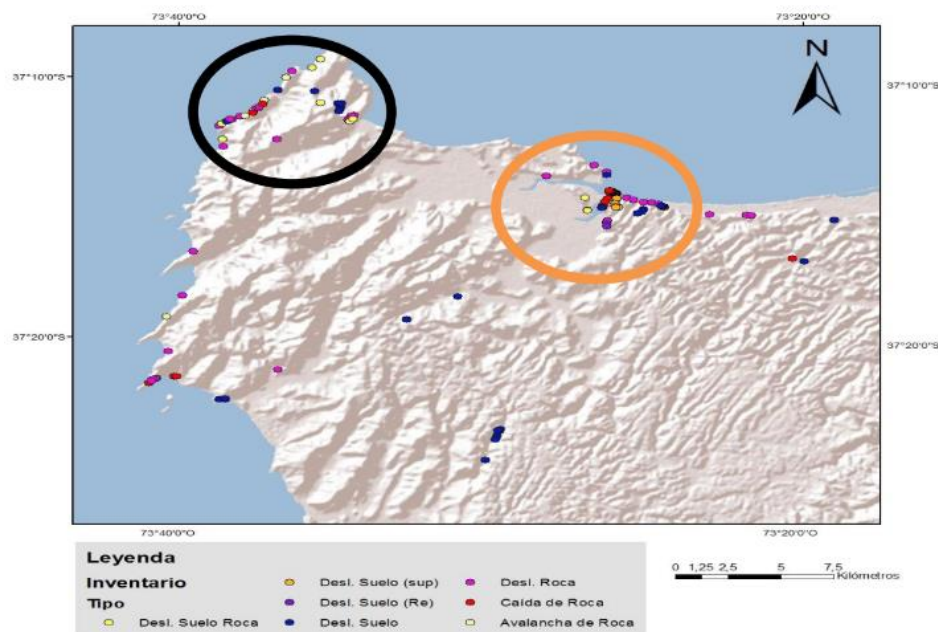


Figura 7: Localización de remociones en masa inventariadas en la península de Arauco. En los círculos se señalan las zonas de concentración de Remociones en Punta Lavapié (círculo negro) y en Tubul (círculo naranja) (Extraído de Moya, 2016).

Serey et al. (2017, 2019) complemento, analizo en detalle el inventario de remociones en masa del terremoto de 2010 en base a interpretaciones de imágenes satelitales antes y después del terremoto entre los 32.5° y 38.5° S, contando cerca de 1226 eventos de diversos tipos en un área de alrededor de 120.500 km². De los mencionados, cerca de 800 (principalmente caídas y desplazamientos de poca profundidad y disgregadas) se desarrollan en zonas de la Cordillera de los Andes dado la mayor presencia de zonas con pendientes inclinadas. En general, los procesos no están distribuidos uniformemente, sino que se desarrollaron en clusters localizados en distintos puntos de la zona de ruptura, siendo el más importante la agrupación de la zona de la Península de Arauco. La mayoría de los eventos de remoción en masa en esta zona están asociados a zonas de rocas sedimentarias muy jóvenes con aporte marino de baja resistencia, dada la facilidad de romper (disgregables). Lo anterior da entender de la existencia de un control litológico en la generación de remociones en masa principalmente en las Formaciones Trihueco y Tubul (Moya, 2016).

2.5.1 Deslizamientos de Suelo

Movimientos masivos de tierra y roca con gran nivel de desorganización interna motivados por acción de la gravedad. Se suelen generar en zonas de sustratos húmedos, movilizándose a lo largo de una o varias superficies de ruptura de pendientes $<35^\circ$, una vez que se supera la resistencia al corte de estos planos (*Keefer, 1984*). Presentan velocidades altas y variables, en donde el material desplazado tiende a moverse en conjunto (*Ferrer et al., 1987*). Los deslizamientos pueden ser de tipo *Traslacional* o *rotacional* (*Ferrer et al., 1987*).

Son el tipo de remociones más abundantes encontrándose distribuidos en toda la zona de estudio excepto en el área del acantilado costero al NW de la península, ubicados principalmente en zonas de corte de caminos (*Moya, 2016*). Son de carácter superficial, traslacional y de poca profundidad. En su mayoría han sufrido de reactivaciones a raíz de terremotos o por lluvia, donde caminos y localidades se vieron principalmente afectados.

2.5.2 Deslizamientos de Roca

Son el segundo evento más importante, afectando zonas de roca pertenecientes a las formaciones Trihueco, Millongue y Tubul. Los deslizamientos generados en las cercanías de la comuna de Tubul poseen grandes dimensiones, con depósitos abarcan un área de 70.000 m² que se extendieron hasta la línea de costa, afectando varios bordes de camino (*Moya, 2016*). Otras áreas afectadas por este tipo de remoción son la zona de Caleta Las Peñas y la localidad de Piure más hacia el centro de la península.

2.5.3 Caída de Rocas

Procesos gravitacionales que ocurren cuando bloques de roca liberados desde un talud o ladera se mueven por acción de la gravedad a raíz de un debilitamiento o la falta de soporte en la roca (*Suarez, 1998*). Afecta suelos secos a húmedos no saturados en donde bloques son individualizados por planos de rotura y liberados por la acción sísmica. Hacen un desplazamiento en caída libre para después depositarse en el pie de Talud. (*Ferrer et al., 1977*). Se originan en zona de taludes escarpados que presentan planos de rotura que

suelen ser superficies de estratificación con inclinación superior a su grado de fricción y teniendo salida libre a la cara del talud.

Con una extensión promedio de 2000 m², se identifican 33 caída de roca (*Moya, 2016*) que se concentran principalmente en la localidad de Tubul, el camino que conecta Llico y Punta Lavapié, donde se generaron caídas con bloques que van desde tamaños grava principalmente en laderas de roca con gran inclinación ($>60^\circ$) y en Caleta las Peñas, donde el proceso evolucionó desde un deslizamiento de roca a caída de roca. (*Moya, 2016*).

2.5.4 Avalanchas de Roca

Son deslizamientos de grandes dimensiones donde el material rocoso se desploma de manera disgregada y se distribuye en la parte baja de la ladera. Se desarrollan a grandes velocidades y son el tipo de deslizamiento menos común. Este tipo de deslizamientos se desarrollaron en la ladera Oeste de la Península en zonas con pendientes promedio de 40° de inclinación y alcanzan una extensión cercana a los 7000 m². No se pudo establecer la totalidad de los depósitos dado que se encuentran en su mayoría bajo el océano (*Moya, 2016*).

2.6 Intervención antrópica

Es uno de los principales factores que afectan la estabilidad en una ladera y en la generación de eventos de remoción en masa (Lara et al., 2008). Las actividades humanas enfocadas en la modificación topográfica realizadas sobre laderas pueden contribuir en una disminución artificial de la resistencia del material, o contribuir con material que puede movilizarse en futuros eventos. Los taludes sobre cubierta de suelo antropogénico suelen ser geotécnicamente débiles y propensos a procesos de amplificación sísmica y a inestabilidades (*Sepúlveda et al., 2022*). Las excavaciones, cortes o rellenos de ladera generan modificaciones topográficas que redistribuyen las cargas ejercidas y esfuerzos sobre la ladera o talud que con el tiempo pueden propiciar la activación de deslizamientos. Los procesos de urbanización constituyen una de las principales actividades antrópicas que generan procesos de remoción en masa, común en ciudades ubicadas en zonas

montañosas. Generalmente son ocasionados por el mal manejo y sobrecargas en el terreno. La deforestación constituye el principal factor de cambio en la cobertura vegetal de un terreno que modifica la estabilidad y respuesta del suelo. De las remociones en masa mapeadas en la Península de Arauco, más del 80% están ubicadas en zonas de corte de Camino, poniendo en consideración que el factor humano juega un rol importante en la activación de los procesos de remoción en masa en laderas y taludes modificados (Moya, 2016).

3. GEOTECNIA

El comportamiento mecánico de un suelo o roca está controlado por factores como la aplicación de esfuerzos, planos de ruptura, características geológicas, etc. Estudiarlos permite comprender la respuesta que tendrá el material ante determinados procesos de ruptura, su capacidad de soporte ante esfuerzos y comportamiento residual. Existen diversos métodos de análisis para estas características, entre los más utilizados está el criterio de Mohr-Coulomb, que expresa la resistencia al corte a lo largo de un plano en un estado triaxial de tensiones, obteniéndose la relación entre los esfuerzos normal y tangencial actuantes en el momento de la rotura mediante la expresión matemática:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi \quad (1)$$

Donde:

τ y σ_n son las tensiones tangencial y normal sobre el plano de rotura
Esfuerzo de resistencia al Corte

c y ϕ son la cohesión y ángulo de fricción interna

Moya (2016) y Brain et al., (2021) realizaron caracterizaciones geológica-geotécnica de suelo y roca a través de una serie de ensayos geotécnicos de corte utilizando un dispositivo de cizallamiento dinámico con contrapresión (DynBPS) perteneciente al laboratorio de Geografía de la Universidad de Durham, Reino Unido. El dispositivo somete muestras de roca a cizallamientos directos que simulan condiciones de una superficie de

cizalle por deslizamiento, permitiendo evaluar el desarrollo de fracturas en rocas bajo condiciones monotónicas. Sus resultados son complementados mediante ensayos triaxiales, carga puntual, USC y velocidad de Onda (Vs) aplicados en muestras de material proveniente de deslizamiento cosísmicos gatillados en la zona de la Península, las cuales tienden a exhibir distintos comportamientos de esfuerzo y deformación de acuerdo a las condiciones de ensayos a las cuales fueron sometidas.

3.1 Roca intacta

Para efectos de este estudio se hará uso de los parámetros y valores determinados por *Moya (2016)* y *Brain et al., (2021)*, quienes, para sus caracterizaciones realizaron ensayos sobre bloques de roca intactos, sin cizallar y sin alterar pertenecientes a afloramientos costeros de areniscas y limolitas bien drenados de la Formación Tubul que experimentaron deslizamientos durante el terremoto de 2010, cuyos valores referenciales se obtuvieron a partir de ensayos de corte directo monotónicos controlados a una tensión normal de 50 kPa y estimaron parámetros en muestras de roca intacta y muestras disgregadas. De acuerdo a sus resultados, el valor de Índice de Plasticidad (IP) indica que el material corresponde a un limo de plasticidad intermedia (Clasificación de Suelos Británica) o un Limo de Compresibilidad media (Clasificación de Casagrande) (*Moya, 2016*).

Los parámetros geológicos-geotécnicos de la roca en estudio determinados por *Moya (2016)* se presentan en la Tabla 5 y Tabla 6 del anexo. Los valores de Cohesión y Ángulo de fricción de la Tabla 7 fueron determinados mediante ensayos triaxiales Saturados-CID. *Moya (2016)* efectuó distintos ensayos de Corte directo en condiciones variables de las cuales se presentaron una serie de diferencias para los valores de ángulo de Fricción y cohesión, estableciendo un alza en los parámetros de resistencia.

Las muestras RNS presentan un comportamiento más bien dúctil que impide apreciar un valor residual claro, mientras que las muestras NPS y NPNS tienen un comportamiento de carácter semi-frágil y frágil para cargas menores o iguales a 100 kPa (*Moya, 2016*). Los valores más relevantes son lo que obtiene con el ensayo NPNS dado a que representa mejor

las condiciones de terreno para el terremoto de 2010. El grado de fracturamiento de las muestras luego de aplicarse el ensayo era total y no se podían reconocer planos de cizalle reconocibles, en cambio se generan pequeñas grietas que aumentan de tamaño incluso de manera posterior al alcanzar el valor peak (*Moya, 2016*).

De acuerdo a *Brain et al. (2021)*, se desarrollaron una serie de ensayos similares de corte directo monotónico y dinámicos sobre rocas de la Formación Tubul de características similares a las ensayadas por *Moya (2016)* que permitieron establecer algunas envolventes de falla para distintas configuraciones. La Tabla 8 en el Anexo muestra los valores de cohesión y ángulo de fricción obtenidos mediante ensayo de corte directo monotónico.

4 METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN DE LA ESTABILIDAD SÍSMICA DE LADERAS ROCOSAS EN LA PENÍNSULA DE ARAUCO.

4.1. Terminología y conceptos

El estudio de deslizamientos y remociones en masa cosísmica está asociado al uso de un lenguaje técnico ligado a una serie de áreas de la geología y la geotecnia. En orden de aproximar la terminología usada para estos análisis y estudios, la Tabla 9 del Anexo incluye un glosario de conceptos y términos que serán empleados durante la aplicación de las metodologías.

4.2 Revisión bibliográfica

El objetivo de los diferentes métodos de análisis es medir y expresar la estabilidad de un talud bajo diferentes configuraciones mediante la obtención de un Factor de Seguridad (FS), la mayoría basado en observaciones y cálculos empíricos que cuantifican el nivel de seguridad y condición que tiene una ladera a fallar. Estos recurren a parámetros que se desprenden de una serie de características, factores que forman parte tanto del talud como los procesos y condiciones que se aplican sobre éste. Algunos de estos parámetros son:

- Parámetros geométricos
- Propiedades Geotécnicas
- Valores y condiciones de aceleración Sísmica
- Parámetros Geológicos y Geomorfológicos
- Condiciones Hidrogeológicas

El análisis de estabilidad cuenta de dos etapas esenciales: Un estudio cuantitativo para determinan los parámetros geológicos-geotécnicos como materiales, resistencias, valores intrínsecos, estructuras, etc. y un análisis de equilibrio límite pseudo-estático que entrega la respuesta estructural de un macizo rocoso ante determinados escenarios de inestabilidad como por ejemplo inestabilidad sísmica.

Algunos parámetros importantes en un análisis de estabilidad es la geometría de la ladera (Relieve, ángulo de planos de deslizamiento, ángulo de pendiente, espesores de estrato, alturas, etc), que configuran el escenario en el cual se producirían los posibles eventos de remoción en masa. Así, laderas que presentan mayores elevaciones de pendiente son más propensas a la generación de eventos de deslizamiento, sin embargo, por sí solo este parámetro no es suficiente para establecer el peligro de ocurrencia de una RM. Los parámetros asociados a los materiales entregan información importante de la capacidad de soporte y resistencia a condiciones de esfuerzo y cizallamiento. La cohesión y el ángulo de fricción son los parámetros geotécnicos más relevantes dado a que están asociados directamente al comportamiento ante el corte de los materiales que conforman el macizo rocoso (Suarez, 1998)

La acción sísmica es a uno de los principales factores gatillantes dada su relación directa como fuerza sobre la ladera (Suarez, 1998). La magnitud sísmica (M) está estrechamente relacionada a la generación de RM, sin embargo, también se tienen que considerar la ubicación a la fuente sísmica, dado a que la intensidad con la que se propagan las ondas tiende a reducirse en la medida que se alejan de la fuente. Es por esto que terremotos corticales que tienden a tener una menor magnitud frente por ejemplo a un terremoto interplaca suelen percibirse con mayor intensidad en superficie, debido a que la fuente se

encuentra más cercana, propiciando un escenario ideal para la generación de eventos de remoción. Estos parámetros en combinación a la geometría del talud y las características geológicas permiten desarrollar análisis que describen comportamientos de determinados escenarios estáticos y pseudo-estáticos de la ladera para estudiar su estabilidad. El más relevante de los parámetros sísmicos es la aceleración sísmica (Khalaj et. al., 2020) que corresponde a la aceleración que sufre el suelo durante un terremoto y que se mide como una fracción del valor de la aceleración de gravedad de la Tierra ($g = 9,81 \text{ m/s}^2$).

En la gran mayoría de análisis se suele utilizar el denominado “*Peak Ground Acceleration*” o PGA por sus siglas en inglés, definido como el mayor valor (absoluto) de aceleración horizontal registrado en un historial temporal para distintos componentes, correspondiendo al valor de aceleración peak más alto registrado para un sismo. Se separa en componentes Horizontal y vertical (Kh y Kv). Los modelos suelen emplear la componente horizontal (Kh) para aplicar el análisis de estabilidad, pero en ocasiones, el valor peak en la coordenada vertical (Kv) puede ser más grande que la horizontal o lo suficientemente más grande para ser considerada también, y se ha reconocido que se puede correlacionar con la ocurrencia de algunos procesos de remoción (Serey et al., 2019).

Usando el conjunto de parámetros se pueden elaborar estudios de estabilidad para condiciones estáticas y pseudo-estáticas. Un análisis estático consiste en la evaluación de la ladera a partir de sus condiciones y características sin la aplicación de una carga sísmica. Generalmente se emplea para establecer condiciones de control para análisis más elaborados como el pseudo-estático, el cual superpone fuerzas sísmicas que influyen en la activación de la remoción en masa. Comúnmente, los análisis pseudo-estáticos buscan representar el efecto vibratorio de un terremoto mediante su aceleración, la cual genera fuerzas inerciales sobre la ladera que facilitan la activación de un evento de falla

Los métodos convencionales más utilizados para el análisis son los propuestos por Newmark (1965), Ambraseys & Menu (1988) y Jibson (1994 y 2007). Estos modelos tienen por requerimiento el uso de un parámetro umbral de Aceleración crítica (A_{crit}) definida como la mínima aceleración pseudo-estática necesaria para que se produzca un

deslizamiento. Un método empírico propuesto por *Newmark (1965)* permite determinar el valor de la aceleración crítica haciendo uso de la siguiente ecuación, Donde FS es el Factor de seguridad estático límite de la ladera:

$$A_{crit} = (FS-1) * g \sin(\alpha) \quad (2)$$

Newmark (1965) estima el desplazamiento de masas usando como parámetro valores PGA obtenidos de análisis probabilísticos de peligro sísmico. Está basado en la analogía entre el bloque de material en un estado de equilibrio estático límite sobre un plano inclinado (FS=1) justo antes de que se aplique una fuerza sísmica. Cuando el factor de seguridad baja de 1.0, el bloque deja de estar en equilibrio y comienza a desplazarse sobre el plano en el que yace. De la aceleración crítica se puede determinar el desplazamiento a partir de una doble integral de los valores del acelerograma, obteniéndose así el denominado “Desplazamiento de Newmark (Dn)” como se muestra en la Figura 8.

En muchas ocasiones estas estimaciones no cuentan con un acelerograma disponible para la estimación de los valores de Dn, por lo que se desarrollaron métodos basados en cálculos numéricos que permiten determinar el desplazamiento aproximado de Newmark. Esta aproximación predictiva del desplazamiento de Newmark es empleada cuando se deben estudiar varios taludes para un área de estudio de susceptibilidad y se expresan como funciones algorítmicas de la aceleración crítica y el parámetro de movimiento del suelo como la Intensidad de Arias o la aceleración PGA.

Newmark (1965) propuso un método empírico para el cálculo del desplazamiento de bloqueo inducido por un sismo (PGD), el cual combina valores de aceleración peak (m/s^2), velocidad peak (m/s) y aceleración crítica (m/s^2).

$$PGD = \frac{PGV^2}{2 * A_{crit}} * \frac{PGA}{A_{crit}} \quad (3)$$

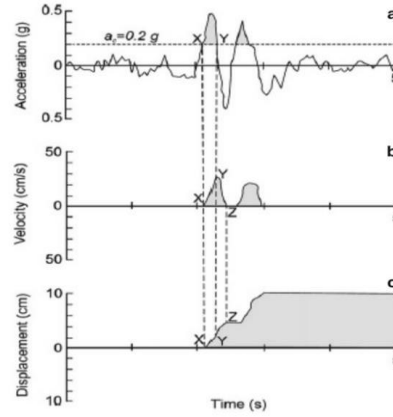


Figura 8: Ejemplo de la aplicación del Método de Newmark para la estimación del desplazamiento de un bloque mediante la doble integración de los valores de aceleración versus el tiempo de registro. En la imagen se integran las aceleraciones por sobre el valor crítico de 0.2g para obtener el desplazamiento (Extraído de Sepúlveda et al., 2022)

Wilson y Keefer (1985) indican que se debe fijar un valor mínimo para la aceleración crítica de 0.05 g, debido a que a valores de A_c muy pequeños los taludes tienden a comportarse de manera muy inestable y así, comenzar a desarrollar condiciones de falla sin necesidad de aplicar un factor sísmico de gatillantes más frecuentes.

Ambraseys & Menu (1988) proponen un reajuste de la ecuación:

$$\log D_n = 0.9 + \log \left[\left(1 - \frac{A_{crit}}{PGA} \right)^{2.53} * \frac{A_{crit}}{PGA}^{-1.09} \right] \quad (4)$$

con una desviación estándar del valor de D_n de ± 0.30 .

Jibson (2007) entrega una nueva ecuación para esta metodología basada en datos obtenidos a partir de los terremotos de Chi-chi en 1999 y Niigata en 2004.

$$\log DN = 1.52 \log I_a - 1.993 \log A_c + 1.546 \quad (5)$$

$$\log DN = 0.215 + \log[(1 - A_c/A_{max})^{2.341} (A_c/A_{max})^{-1.438}] \pm 0.51 \quad (6)$$

Donde I_a corresponde al valor de Intensidad de Arias, medida instrumental que se emplea para determinar la intensidad de un terremoto, calculado a partir de los valores de aceleración como

$$Ia = \left(\frac{\pi}{2g}\right) \int a(t)^2 dt \quad (7)$$

Si bien el método de Newmark tiene un uso propiamente determinístico, si se dispone de suficientes funciones de probabilidad asociados a factores como la geotecnia, talud y valores sísmicos, se puede aplicar un enfoque probabilístico (*Refice y Capolongo, 2002*).

Los resultados que se obtienen del método de desplazamiento de Newmark calculan valores de deformación de una ladera. Estos resultados pueden categorizarse de acuerdo a su valor y estimar la deformación de la ladera, clasificada a menudo en categorías de “Susceptibles” o “Peligro”. Las categorías varían de acuerdo a los autores. *Bojadjeva et al. (2018)* propone 3 categorías de peligro relativo para el Desplazamiento de Newmark:

- Bajo: DN=0–20 cm
- Moderado: DN= 20–50 cm
- Alto: DN mayores a 50 cm

Caccavale (2017) propone que los valores de DN= 2, 5 y 10 cm sean umbrales para la zonificación del peligro en diferentes periodos de retorno de acuerdo al evento que se está estudiando, mientras que *Shinoda et al., (2019)* usa los valores de 5, 15 y 30 cm para definir las categorías desde muy bajo (menores a 5 cm) a alto (mayores a 30 cm).

4.3 Metodología para la evaluación de la estabilidad sísmica

Los métodos de equilibrio límite surgen como una herramienta sencilla para el cálculo de la estabilidad de talud utilizado para establecer coeficientes de seguridad para laderas. Este método establece que el terreno se desplaza a través de una línea que representa un plano de falla, de forma que la masa que sobreyace, se desplaza respecto a la masa inferior al superar un determinado umbral de resistencia al corte. Como resultado de este análisis, se obtiene un valor de Factor de seguridad (FS) que cuantifica la razón que existe entre las resistencias del terreno y las fuerzas que generan inestabilidad y generan la ruptura, medido a partir de la resistencia al corte que presenta el terreno. Este parámetro es un instrumento que permite determinar el grado de seguridad asociado a un determinado talud, en donde valores de $FS < 1$ indican una inestabilidad en el talud que puede ser

movilizada, mientras que para $FS > 1$ se considera que el talud se encuentra en equilibrio. Estos rangos pueden variar de acuerdo al margen de seguridad con el que se está trabajando.

Dado a que la geometría de la ladera es uno de los factores más importantes a la hora de evaluar la generación de remociones en masa en taludes, se utilizó la metodología de análisis de equilibrio límite para determinar la estabilidad de laderas presentes en la zona. Para esto, se evaluaron configuraciones de talud que fueron removidos a raíz del terremoto de 2010 y laderas que permanecieron intactas mediante el software SLIDE de Rocscience para visualizar la existencia de algún control o relación geométrica asociada a las laderas.

Se presentan análisis de casos estáticos y pseudo-estáticos para estudiar el comportamiento de macizos compuesta de esta litología de rocas sedimentarias marinas y la respuesta que tiene el factor de seguridad ante cargas sísmicas de aceleraciones similares a las registradas en el terremoto de 2010 (Barrientos, 2010). Las configuraciones de talud de la Figura 9 (Ladera 1a y Ladera 2a) son presentada acorde con lo descrito en la sección de geomorfología de la zona y lo propuesto por *Moya (2016)*, teniendo de referencia un escenario de taludes rocosos de aproximadamente 130 m de base y 100 m de alto, con una inclinación aproximada de 50 a 60° hasta la parte superior de la ladera. Particularmente, estas geometrías responden a taludes modificados artificialmente ubicados en zonas cercanas a cortes de camino.

El software SLIDE permite determinar factores de seguridad en base a parámetros propios de la roca como el peso unitario, el valor de la cohesión y el ángulo de fricción interna, además de permitir realizar diferentes configuraciones de horizontes o estratos con características litológicas variadas que complementan el estudio.

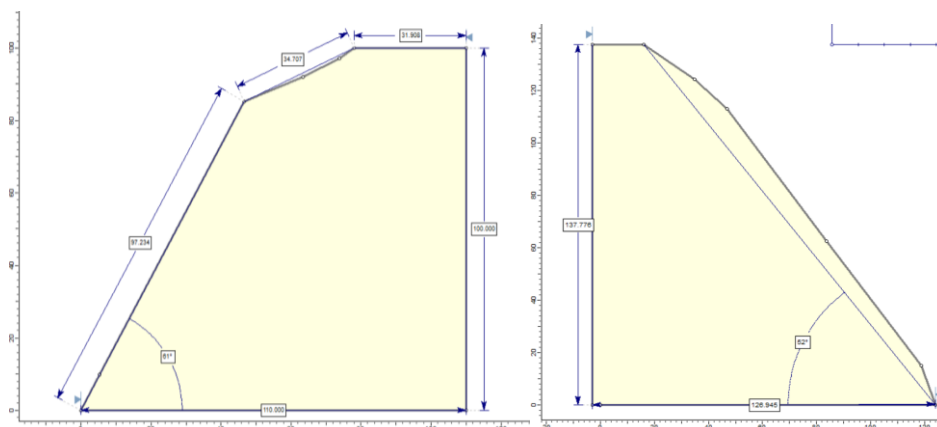


Figura 9: Geometría de laderas (Ladera 1a y Ladera 2a) modeladas mediante software SLIDE.

Para efectos de este análisis, los parámetros de resistencia de la roca empleados son lo que se desprenden de los ensayos de laboratorio efectuados por *Moya (2016)* y *Brain (2021)*, los cuales se resumen en la Tabla 2. Además, el análisis consistirá de un cálculo determinístico del parámetro FS en donde la totalidad de la ladera se asume está conformada de la misma litología, para analizar el comportamiento de la roca en dichas configuraciones. Los factores de seguridad obtenidos se determinaron con el método de Bishop simplificado basado en la descomposición de momentos para la simplificación de los cálculos. Si bien la base de cálculos presentada deja de lado un gran número de factores, el análisis que se presenta a continuación sirve como antecedente inicial para el análisis de estabilidad más en detalle de las laderas rocosas

Tabla 2: Parámetros de Cohesión, Ángulo de Fricción y peso unitario empleados para el análisis de estabilidad de Talud (Brain et al., 2021).

	Cohesión (C)	Ángulo de Fricción Interna (ϕ)
Roca Intacta	225,5 KPa	32,6°

Peso unitario roca – 14.51 kN/m³

Dado a que se desconoce la geometría del plano de falla por el cual puede fallar la ladera, se aplicó un análisis de liberación de bloque deslizante por grilla, con una cuadrícula de densidad 20x20 y no se contempla la existencia de parámetros internos o externos (Presencia de estructuras, relieve, tensiones, vegetación, etc.).

5 RESULTADOS

Para efectos del análisis de estabilidad, se analizaron 2 conjuntos de laderas:

- Caso A: Taludes con deslizamientos de roca generado por el terremoto 2010 (Ladera 1a y Ladera 2a).
- Caso B: Talud sin inestabilidad debido al terremoto 2010 (Ladera 1b, Ladera 2b y Ladera 3b).

En el Mapa presentado en la Figura 10 muestra la ubicación geográfica de las laderas en estudio en conjunto a la distribución de las pendientes categorizadas realizado mediante análisis de Modelos de Elevación Digital (DEM) obtenido a partir del satélite ALOS PALSAR (*ASF DAA, 2015*), con una resolución de 12,5 m. En el mapa se representan las zonas con taludes y laderas de mayor pendiente para la zona del Golfo de la Península, los cuales se concentran principalmente en una zona próxima al clúster de remociones propuesta por *Moya (2016)*.

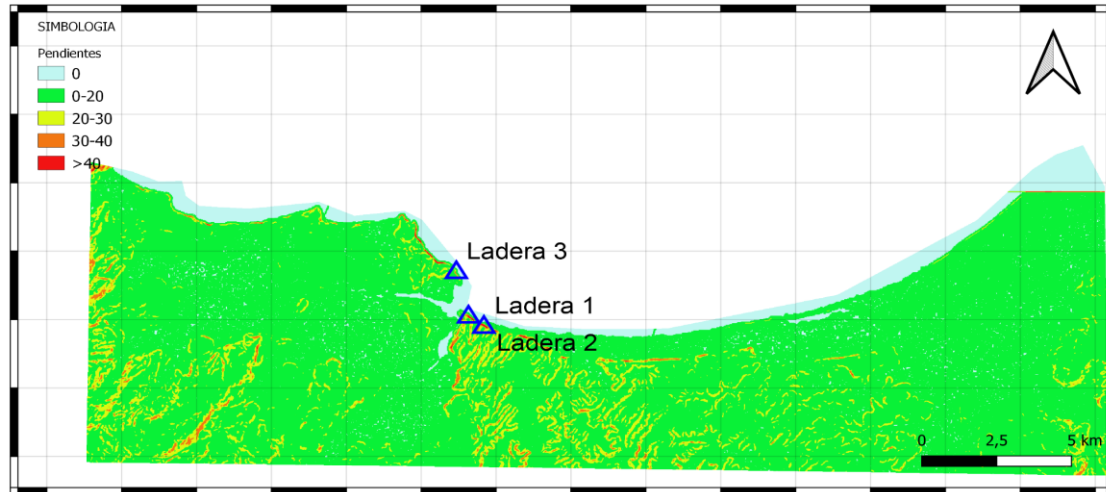


Figura 10: Mapa de pendientes categorizadas en donde se pueden observar la distribución de las laderas que tienen mayor inclinación, en donde la mayoría está ubicada en sectores costeros próximos a localidades y en torno a caminos. Se señala la ubicación de las laderas analizadas en el Caso B Elaboración propia mediante software QGIS.

Caso A

Se presentan los siguientes análisis de casos estáticos para los valores de resistencia de roca intacta en la Figura 11, en donde se observa que la Ladera 1a y Ladera 2a bajo condiciones estáticas se encuentran en condición estable con factores de seguridad $FS1 = 1,722$ y $FS2 = 1,56$ respectivamente. Por lo tanto, el macizo rocoso pudo haberse perturbado por un agente gatillante que desestabilizó la estructura.

El análisis pseudo-estático se muestra en la Figura 12, en donde el componente de aceleración horizontal K_h (y $K_v = 0$) arroja que la condición dinámica mínima para que esto ocurra es un $K_h = 0,47$ g para el caso de la Ladera 1a y $K_h = 0,40$ g para la Ladera 2a.

Dado que se busca entender la respuesta sísmica de las laderas, se estima el mínimo valor de aceleración necesaria para generar la activación de un plano de falla mediante un análisis de estabilidad dinámico, en donde se aplicó una carga sísmica horizontal (K_h) que permitiese obtener un valor de $FS = 1$, estableciendo así la condición límite por la cual la ladera permanecerá intacta antes de activarse. Esta condición de aceleración mínima es un

valor de utilidad para determinar la magnitud de desplazamiento del bloque deslizando mediante el Método de Newmark, el cual se desglosa más adelante para la Ladera 1a.

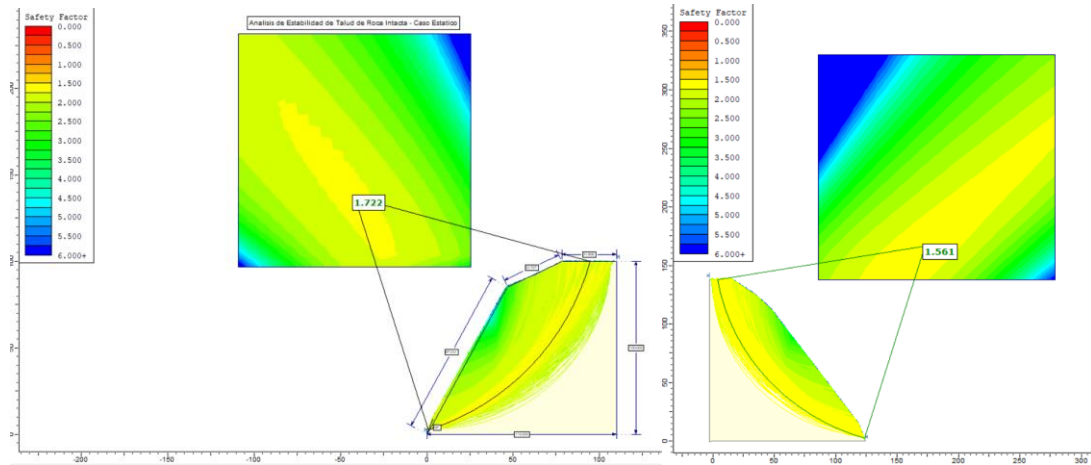


Figura 11: Análisis de estabilidad de Talud para condiciones estáticas con parámetros de roca intacta obtenidos por *Brain et al. (2021)*. FS1=1,722 para la Ladera 1a y FS2= 1,561 para la Ladera 2a.

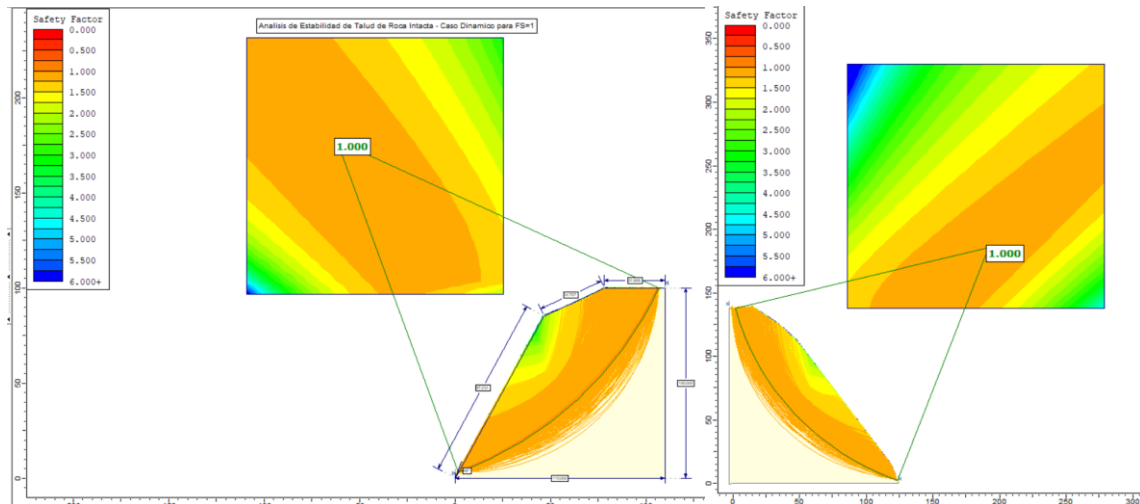


Figura 12: Análisis de Estabilidad en condiciones pseudo estáticas con $K_h=0,47$ g para la Ladera 1a y $K_h=0,40$ g para la ladera 2a.

Para entender la respuesta sísmica que tuvieron las laderas ante la aceleración sísmica que causó el terremoto de 2010 (coeficientes $K_h= 0,65$ g y $K_v= -0,58$ g; valores extraídos de *Barrientos (2010)*), se efectuó el análisis de estabilidad dinámico presente en

la Figura 13, en donde efectivamente se ve una disminución importante del factor de seguridad con valores de $FS=0,844$ para la Ladera 1a y $FS=0,704$ para la Ladera 2a.

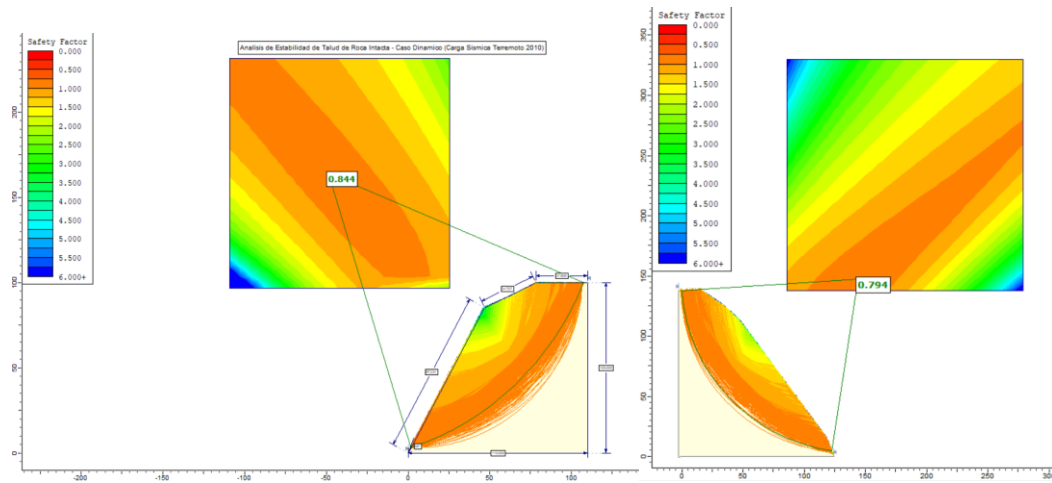


Figura 13: Análisis de estabilidad de Talud en condiciones dinámicas con aceleraciones ($K_h = 0.65$ g, $K_v = -0.58$ g) asociadas al terremoto de 2010, extraídas de Barrientos (2010).

Es importante destacar que los taludes en estudio corresponden a laderas con modificación de su pendiente natural debido a la construcción de camino y asentamiento, indicando que el componente antrópico es un factor condicionante de segundo orden para las remociones cosísmicas en la Península de Arauco. Lo anterior es coherente con lo propuesto por Moya (2016), quien señala que las remociones en masa generadas por el terremoto del 2010 se concentran en taludes altamente modificados, es decir con intervención antrópica.

En orden de comprender la importancia de la pendiente y el factor antrópico, se efectuaron análisis de estabilidad sobre taludes de roca que no fueron activados por la acción sísmica del terremoto del 2010 ni alterados artificialmente y que son parte del cluster de remociones en masa del sector del golfo de la península de Arauco.

Determinación de Desplazamiento de Newmark

El valor de coeficiente sísmico $K_h = 0,478$ g calculado en análisis pseudo-estático de la Ladera 1a se emplea como el valor mínimo de aceleración para la activación del

deslizamiento, y que se usará como parámetro para el cálculo de la Aceleración crítica mediante la expresión empírica propuesta por Newmark (1965).

$$AC=(FS-1) g*\sin (\alpha) \rightarrow AC= (0.884-1) *9,810*\sin (61) \rightarrow \textbf{AC= 1,478 g}$$

Utilizando el valor de aceleración crítica, es posible determinar el Desplazamiento de Newmark haciendo uso de la ecuación (4) propuesta por Ambraseys & Menú (1988).

$$\text{Log Dn} = 0.9 + \log[(1-AC/A_{\max})^{2.53} (AC/A_{\max})^{-1.09}] \rightarrow \textbf{Dn= 0,67 m}$$

Como resultado, el desplazamiento de Newmark obtenido corresponde a una distancia de 0,67 m obteniendo un valor alto de deformación para la Ladera 1a.

Caso B

Se seleccionaron 3 laderas que estuviesen constituidas por la Formación Tubul y que no estuviesen en las zonas de remoción. En general, las tres configuraciones de ladera tienen una topografía y geometría bastante similar entre sí, con una altura promedio de 120 m y extensión promedio de 230 m aproximadamente (Figura 14). Los factores de seguridad obtenidos para el caso estático los valores de FS están entre 2,1 y 2,6. Para el caso dinámico, simulando las mismas aceleraciones horizontales del terremoto de 2010 ($K_h = 0,65 g$, valor extraído de (Barrientos (2010))), los valores de FS varían entre 1,09 y 1,14. Los valores indican que a pesar de verse afectados por el terremoto del 2010, las laderas son estables.

La Tabla 4 muestra el resumen de los parámetros y valores de FS para cada una de las laderas analizadas y en la Figura 15 se presentan los análisis de estabilidad dinámicos para cada uno de los taludes.

Un aspecto relevante a comparar entre el Caso A y el Caso B es son las pendientes de las laderas. Las laderas del Caso A poseen un ángulo de inclinación mucho mayor, con valores entre 55° y 60° en comparación con las laderas del Caso B, las cuales varían entre

25° y 40° (ver Tabla 3). Esto comprueba lo expresado por Serey et al. (2019) quienes señalan que la pendiente de las laderas es un factor condicionante de primer orden para la generación de remociones en masa cosísmicas en la zona de estudio, además del control litológico. 4

Tabla 3: Tabla de parámetros y valores de FS obtenidos mediante análisis de estabilidad de talud en casos estáticos y dinámicos para laderas no removidas en el área del golfo de la península de Arauco (Caso B).

	Ubicación Geográfica	Ángulo de Inclinación [°]	Altura [m]	Extensión [m]	FS <i>estático</i>	FS <i>Dinámico</i> ($K_h=0,65\text{ g}$)
Ladera 1b	37°14'26.05"S 73°25'33.75"O	25	98,8	229,7	2,63	1,09
Ladera 2b	37°14'24.91"S 73°25'50.13"O	41	122,6	195,9	2,13	1,12
Ladera 3b	37°13'31.82"S 73°26'9.78"O	28	145,1	275,7	2,48	1,14

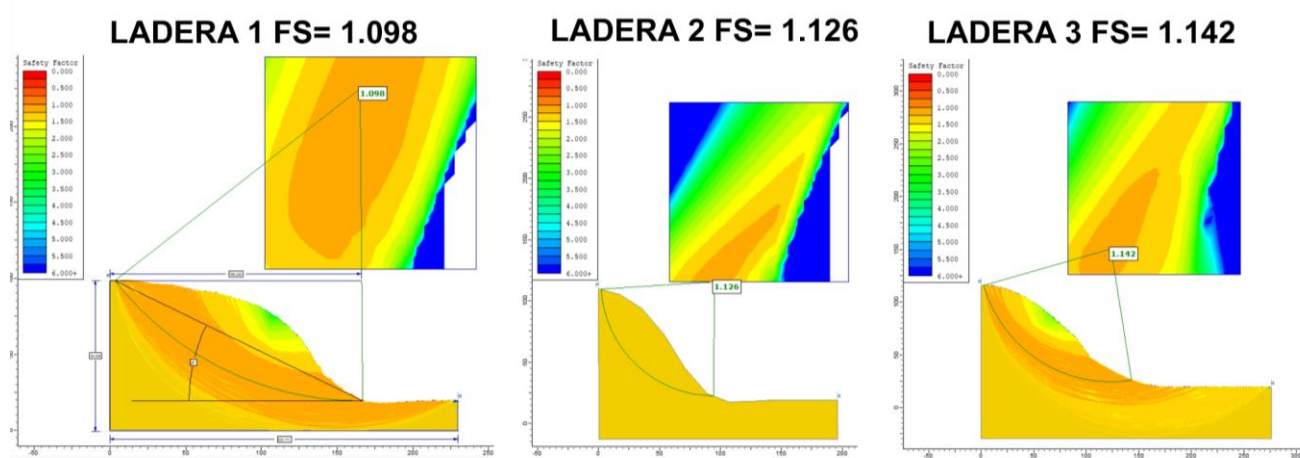


Figura 14: Análisis dinámico de Laderas del Caso B sin remover sometidos a carga sísmica de $K_h=0,65\text{ g}$. Se observa que las laderas se encuentran en una estabilidad más o menos crítica dado los valores de FS cercanos a 1. Elaboración propia.

Tabla 4: Tabla resumen de parámetros y valores de F.S. obtenidos para ambos Casos de ladera A y B mediante análisis de estabilidad de talud en casos estáticos y dinámicos para laderas no removidas en el área del golfo de la península de Arauco.

		Peso Unitario Roca [Kn/m³]	Ángulo de Fricción Interna [°]	Cohesión [KPa]	F.S. Estático	F.S. Dinámico	Kh [g]	Kv [g]	DN [m]
Caso A	Ladera 1a	14,51	32,6°	225,5	1,72	0,84	0,65 g	-0,58 g	0,67
	Ladera 2a				1,56	0,79			
Caso B	Ladera 1b				2,63	1,09	0,65 g	-0,58 g	
	Ladera 2b				2,13	1,12			
	Ladera 3b				2,48	1,14			

5.1 Discusiones

De acuerdo a lo expuesto en la evaluación de estabilidad, el factor antrópico y la modificación artificial de las laderas juega un papel importante en la generación de procesos de remoción en masa asociados a la modificación de la geomorfología natural de las laderas (Serey et al. 2019; Moya 2016). Esta afirmación se apoya dado a que la mayoría de los eventos de deslizamiento cosísmicos identificados que tuvieron lugar en la zona de la península se ubican geográficamente en sectores que cuentan con laderas cortadas y modificadas para la construcción de caminos y asentamientos.

Por otro lado, se observa que un alto valor de pendiente en las laderas tiene una influencia importante en su estabilidad, en donde ángulos de inclinación superiores a 40° son propensos a desarrollar algún tipo de falla que puede desencadenar una remoción en masa. Esto se puede reforzar con lo propuesto por *Serey et al. (2019)* quienes señalan que los factores condicionantes de primer orden ante la generación de remociones en masa son

el relieve y la litología. El Histograma propuesto por Serey et al. (2019) en la figura 21 muestra la distribución de eventos de remoción en masa categorizados por unidad litológica y pendiente del talud, en donde la mayor concentración se encuentra en la unidad de depósitos cuaternarios. Adicionalmente, la principal concentración de eventos que recopila (55%) se concentra en laderas de pendientes entre los 20 y 40° y un (6,3%) a valores superiores a 40° en rocas correspondientes a depósitos Cuaternarios, reforzando los resultados obtenidos mediante los análisis de estabilidad efectuados durante este estudio.

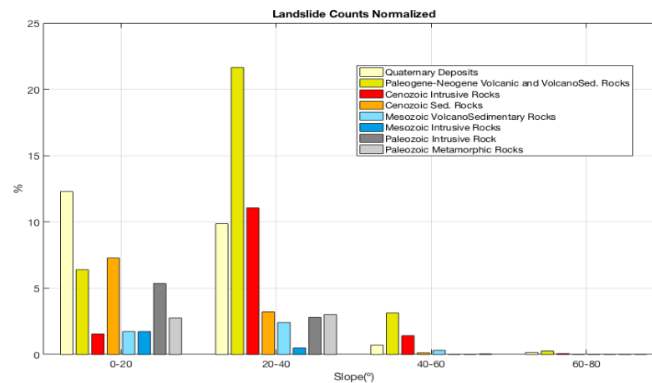


Figura 15: Histograma de recuento de Remociones en masa categorizados por unidad litológica y pendiente en intervalos de 20°. Extraído de Serey et al (2019)

Siguiendo lo anterior, se estipula la litología como uno de los factores condicionantes de primer orden en la generación de remociones en masa cosísmicas. Dado que la zona en estudio está constituida principalmente de litologías sedimentarias del Cuaternario como se muestra en la Figura 23, es esperable que más procesos de remoción en masa sean gatillados a raíz de un futuro terremoto de subducción.

De estos análisis se puede observar que la combinación del factor antrópico, geomorfología y litología corresponden a los factores más importantes en la susceptibilidad de las laderas ante remociones en masa cosísmicas, lo cual es importante de estudiar en estudios posteriores en detalle para determinar planes de mitigación y desarrollo de sistemas de contención en áreas próximas a infraestructura crítica y poblados.

Se recomienda que las construcciones de futuros cortes de caminos no consideren taludes con inclinación superior a los 35° d y en caso de ser necesario, desarrollar estudios que permitan obtener una configuración segura que garantice la estabilidad ante

condiciones sísmicas. A nivel poblacional, se recomienda la difusión y educación de las comunidades respecto a la existencia de estas amenazas y el desarrollo de planes de evacuación sísmica que contemplen la existencia y exposición de estos peligros a la comunidad.

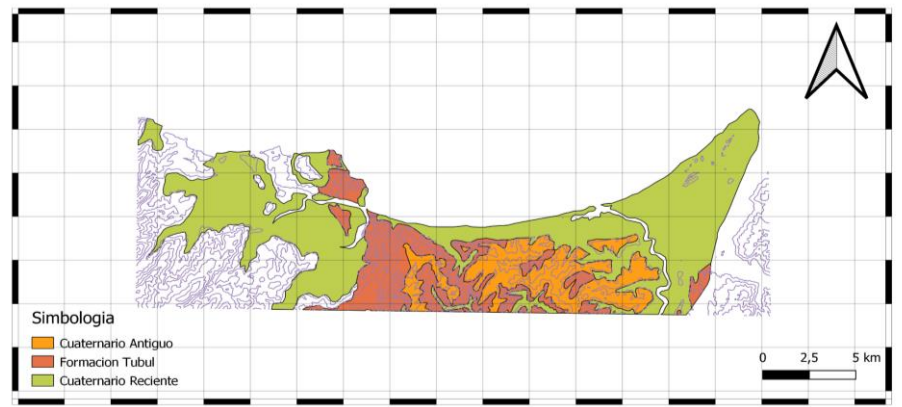


Figura 16: Mapa de unidades geológicas dispuestas en la zona del golfo de la Península de Arauco. Se da especial énfasis a que la zona está constituida principalmente por rocas sedimentarias neógenas y del cuaternario de baja resistencia.

Conclusiones

Las Remociones en masa son fenómenos gravitacionales naturales caracterizados por ser procesos desastrosos y destructivos, donde grandes volúmenes de material son movilizados a raíz de diversos factores controlados por determinadas características (geológicas, geotécnicas, topográficas y morfológicas). Constituyen uno de los peligros geológicos más importantes dado el alto riesgo que representan e impacto que generan en la población, causando pérdidas económicas y humanas importantes, y que pueden gatillarse mediante diversos mecanismos hidrológicos, climáticos, sísmico, volcánicas y por acción antrópica.

El Terremoto del 27 de febrero de 2010 originado a raíz de una interacción tectónica entre la placa Nazca y Sudamericana, generó una zona de ruptura a lo largo de la costa de Chile que activó una gran cantidad de procesos de remoción en masa. Cerca de 1160

eventos fueron asociados a la actividad del terremoto, destacando la densidad espacial que tuvieron en la zona de la Península de Arauco, en donde se concentró la mayoría de los procesos en comparación al resto del territorio afectado. Los eventos de remoción en masa que fueron mapeados en la Península de Arauco están distribuidos en la zona costera del Golfo en dos clusters ubicados en la zona de Punta Lavapié y en el Sector de Tubul, de los cuales corresponden principalmente a Deslizamientos de suelo y de Roca ocurridos en unidades de roca constituida por secuencias sedimentarias neógenas marinas de areniscas jóvenes de origen marino–continental, limolitas y arcillas (Formación Tubul, Depósitos Cuaternarios) de baja resistencia y disgregables, siendo esto el principal indicativo de la existencia de algún tipo de control geológico en el desarrollo de los eventos de remoción en masa.

Este estudio es una entrada al desarrollo de análisis en profundidad de otros parámetros que juegan un papel importante en desestabilización de las laderas de la zona y que puedan complementar la base presentada en el escrito.

Se efectuaron análisis determinísticos de estabilidad de Talud mediante la metodología de equilibrio límite a través de simulaciones del software SLIDE de Rocscience para determinar Factores de seguridad FS en casos estáticos y pseudo–estáticos. Se usó como referencia parámetros de roca intacta calculados por (*Moya 2016*) y (*Brain et al., 2021*) resumidos en la Tabla 2 y aceleraciones sísmicas registradas mediante instrumentos durante el terremoto de 2010, con coeficientes sísmicos $K_h = 0,65 \text{ g}$ y $K_v = -0,58 \text{ g}$ (Barrientos 2010). Se presenta también un mapa de pendientes desarrollado mediante uso de software GIS QGIS y modelos de elevación digital DEM obtenidos del Satélite ALOS PALSAR de la zona de la península, donde se categorizan las zonas de acuerdo al grado de inclinación de las pendientes.

Se analizaron 2 conjuntos de Ladera: El caso A corresponde a dos laderas de roca (Ladera 1a y 2a) que fueron removidas y que se configuran de acuerdo a lo descrito por (*Moya 2016*), con ángulos de inclinación de entre 50° a 60° y que responden a taludes

modificados artificialmente de potencia de alrededor de 100m. El análisis del caso estático de estas laderas arroja valores de $FS1 = 1,722$ y $FS2 = 1,56$ respectivamente, mientras que el análisis dinámico arroja factores de seguridad de $FS1 = 0,844$ y $FS2 = 0,704$.

Se determinó la condición mínima de aceleración sísmica que garanticen un $FS=1$ en estas laderas mediante un análisis pseudo-estático, teniendo como resultado coeficientes $Kh1=0,47$ g y $Kh2= 0,40$ g para cada una respectivamente. Para el caso de la ladera 1a, este parámetro fue empleado para determinar el valor del desplazamiento de Newmark, obteniendo un valor de $Dn= 0,67$ m, indicando un alto valor de deformación en la Ladera.

El segundo conjunto de Laderas descritos en el Caso B (Ladera 1b, Ladera 2b y Ladera 3b) corresponde a laderas de características y configuraciones similares al caso A formadas por litologías de roca sedimentaria de la formación Tubul, pero que espacialmente no estuviesen en las zonas de remoción identificadas. Estas laderas al igual que el caso A se ubican en zonas que fueron artificialmente modificadas, pero que se comparan al caso anterior por el ángulo de inclinación que poseen, variando entre los 25 a 40°. Se efectuaron los mismos análisis estático y dinámico para estas laderas, obteniendo Factores de seguridad que se mantienen estables incluso luego de ser simulados bajo condiciones de aceleración sísmica, con valores de $FS1 = 1,09$, $FS2 = 1,12$ y $FS3 = 1,14$ en los casos dinámicos.

Esta comparativa en los análisis indica que uno de los principales factores que juegan un papel en la estabilidad de las laderas fue la pendiente, en donde rangos superiores a 40° presentan factores de seguridad que caen por debajo del umbral seguro en condiciones dinámicas. Además, indican que existe un control geomorfológico importante asociado a aquellas laderas que sufrieron remociones en masa, en donde la mayoría de estas fueron modificadas para la elaboración de infraestructura como cortes de camino o asentamientos.

La combinación de los factores antrópico, geológico y geomorfológico corresponden a los principales agentes generadores de susceptibilidad en la zona, en donde la modificación artificial de laderas juega un papel importante en formación de laderas con mayor nivel de inestabilidad y riesgo de fracturamiento.

Recomendaciones y estudios futuros

De acuerdo a lo expuesto en este trabajo, los resultados obtenidos y conclusiones, se presentan a continuación algunas recomendaciones para trabajos futuros que permitan complementar la metodología de trabajo:

- Determinar las áreas de susceptibilidad dentro de la zona de la península de Arauco para distintos tipos de remoción en masa mediante mapas que permitan evaluar el riesgo y vulnerabilidad dentro del territorio.
- Incluir modelos de análisis con presencia de niveles freáticos y condiciones hidrológicas y parámetros externos.
- Evaluar condiciones de peligro por remoción en masa frente otros factores y escenarios gatillantes.
- Aplicar metodología de estudio que permita analizar variables en rangos más amplios como análisis de estabilidad mediante funciones de densidad de probabilidad para otras características geológicas.
- Extender los análisis de estabilidad a laderas conformadas de litologías diferentes y estudiar su respuesta sísmica ante otros escenarios sísmicos como terremotos corticales. Ejemplo: Terremotos Aysen 2007.
- Aplicar metodología de análisis de susceptibilidad de remociones en masa de acuerdo a características geológicas–climatológicas–geotécnicas de la zona de estudio.

Referencias

- Alvarez, P., Radic, J. P., & Rojas, L. (2006). *Evolución tectonosedimentaria de la cuenca de Antearco Arauco Itata, Chile Central*. XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). *Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector*. Earth and Planetary Science Letters
- ASF DAA., (2015). ALOS PALSAR Digital Elevation Model AP_05077_FBS_F6420_RT1
- Baechler, J., Vargas, J., Parraguez, C., Marcelo, M., Araneda, M., Aravena, S., ... Bustamante, J. (2012). *Estudio Hidrogeológico Cuenca Bío-Bío. Santiago*.
- Bilz, P. (1995) "*Slope stability in partially saturated sandy soils*". Proceedings of the first international conference on unsaturated soils. Paris
- Becerra, J., Contreras-Reyes, E., & Arriagada, C. (2013). *Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, South-central Chile (~38°S)*.
- Barrientos, S. (2010). *Terremoto Cauquenes 27 Febrero 2010*. Servicio Sismológico, Informe Técnico.
- Biró, L. (1982). *Revisión y redefinición de los Estratos de Quiriquina, Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo, en la Isla Quiriquina a 36°27' Lat.Sur, Chile, Sudamérica, con su perfil complementario en Cocholgue*. III Congreso Geológico Chileno
- Brain, M. J., N. J. Rosser, J. Sutton, K. Snelling, N. Tunstall, and D. N. Petley (2015), *The effects of normal and shear stress wave phasing on coseismic landslide displacement*, J. Geophys. Res. Earth Surf., 120, 1009–1022, doi:10.1002/2014JF003417.
- Brain, M.J., Moya, S., Kinsey, M.E. et al. (3 more authors) (2021) *Controls on post-seismic landslide behavior in brittle rocks*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 126 (9). e2021JF006242. ISSN 2169–9003
- Cisternas, A. (2011). *El país más sísmico del mundo*. In Anales de la Universidad de Chile (No. 1, pág–17).

- Duhalde, M.A y Rehnfeldt, R. (1977). *Reconocimiento del Plioceno y Cuaternario en el sector de Ramadillas, al Oeste del Río Carampangue, Península de Arauco*. Informe inédito, Práctica de vacaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Echtler, H., Glodny, J., Grafe, K., Rosenau, M., Meldick, D., Seifert, W. y Wigger, P. (2003). *Active tectonics controlled by inherited structures in the long term stationary and non plateau South Central Andes*
- Escobar Loyola, P. E. (2013). *Inventario de remociones en masa desencadenadas por el sismo del 27 de febrero de 2010 en Chile Central*.
- Ferrer, M. (1987) *Deslizamientos, Desprendimientos, Flujos y Avalanchas*. Exposición del cuadro de profesores del I curso de Riesgo geológicos, Instituto geológico y minero de España. Madrid, España
- Folguera, A., Zapata, T., & Ramos, V. A. (2006). *Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes*
- García, F. (1968). *Estratigrafía del Terciario de Chile Central. El Terciario de Chile, zona central*. Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 25–58. Santiago.
- Geersen, J., Behrmann, J. H., Völker, D., Krastel, S., Ranero, C. R., Díaz-Naveas, J., & Weinrebe, W. (2011). *Active tectonics of the South Chilean marine fore arc (35S–40S)*.
- Glodny, J., Echtler, H., Collao, S., Ardiles, M., Burján, P., & Figueroa, O. (2008). *Differential Late Paleozoic active margin evolution in South–Central Chile (37°S–40°S) – the Llanquihue Fault Zone*. Journal of South American Earth Sciences
- Guardia, P., & Tavera, H. (2010). *Inferencias sobre la superficie de contacto entre placas en Perú: Nazca y Sudamericana*. In XV Congreso peruano de Geología Cusco–2010.
- Hauser, A. (2000). *Remociones en masa en Chile (versión actualizada)*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Henriquez, A. (2006). *Variaciones locales del nivel del mar en las cuencas neógenas de Caldera, III Región y Arauco, VIII Región: deducción de tasas de alzamiento y subsidencia tectónica*. Universidad de Chile.

- Hervé, F. (1977). *Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile. Comparative studies on the geology of the Circum Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile*. Japan Society for the Promotion of Science, Japan Society for the Advancement of Science. Ishikawa, T. y Aguirre, L. (Editores)
- Keefer, D. K. (1984). *Landslides caused by earthquakes*. Geological Society Of America Bulletin v. 95.
- Mardones Flores, M., & Rojas Hernández, J. (2012). *Procesos de remoción en masa inducidos por el terremoto del 27F de 2010 en la franja costera de la Región del Biobío, Chile*. Revista de Geografía Norte Grande, (53), 57–74.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H. P., & Strecker, M. R. (2006). *Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S)*. Bulletin of the Geological Society of America
- Melnick, D., & Echtler, H. P. (2006). *Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill*. Geology
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R., & Echtler, H. P. (2009). *Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth
- MEUNIER, P.; HOVIUS, N. & HAINES, J. (2007) *Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion*. Geophysical Research Letters, Vol.34
- Molina, P. (2017) *Estudio Geológico-estructural en el Área Carbonífera de Coronel, VIII Región del Biobío, Chile*. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra
- MOP-DGA (2004). *Diagnóstico y clasificación de los cursos de agua Cuenca del Río Biobío*
- Moya, S. (2016). *Comportamiento monotónico y cíclico de suelos y rocas blandas afectados*

- por remociones en masa cósmicas* Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención Geología, Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Muñoz-Cristi, J. (1954). *Rasgos geológicos generales de las provincias de Concepción y Arauco*. Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Vol. 2: 22–36. Concepción.
- Muñoz-Cristi, J. (1956). *Handbook of South American Geology*. Geological Society of America, Memoir, Vol. 65: 187–214. Concepción.
- Murphy, B. (2015). Coseismic landslides. In *Landslide Hazards, Risks, and Disasters* (pp. 91-129). Academic Press.
- Pardo Casas, F y Molnar, P.(1987). *Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plates since late Cretaceous time*.
- Pauchard, A., Smith, C. y Ortiz, J. C. (2006). *Estudio de diagnóstico del potencial de Conservación de la biodiversidad de la empresa Forestal Mininco en la Cordillera de Nahuelbuta*. Fundación Senda Darwin, Universidad de Concepción: 72 pp. Concepción.
- Quezada, J., Jaque, E., Fernández, A., & Vásquez, D. (2012). *Cambios en el relieve generados como consecuencia del terremoto Mw=8.8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de Chile*. Revista de Geografía Norte Grande
- Rehak, K., Strecker, M. R., & Echtler, H. P. (2008). *Morphotectonic segmentation of an active forearc, 37°–41°S, Chile*. Geomorphology
- Sepúlveda, S. A., Ochoa-Cornejo, F., & Serey, A. (2022). *Earthquake-Induced Landslides and Ground Failure in Chile: The Aysen 2007 and Maule 2010 Earthquakes*. In *Coseismic Landslides: Phenomena, Long-Term Effects and Mitigation* (pp. 41–57). Singapore: Springer Nature Singapore.
- Serey A, Piñero-Feliciangeli L, Sepúlveda SA, Poblete F, Petley DN, Murphy W (2019)

Landslides induced by the 2010 Chile megathrust earthquake: a comprehensive inventory and correlations with geological and seismic factors. Landslides 16(6):1153–1165

Serey, A., (2020) Coseismic Landslides during strong shallow crustal and megathrust earthquakes: Controlling factors and conceptual Hazard Geomodels, Tesis para optar al grado de Doctora en Ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología

Sernageomin, S. (2003). *Mapa Geológico de Chile: versión digital*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, 4.

Sernageomin, S. (2018). *Chile Territorio Volcanico, Servicio Nacional de Geología y Minería, Avenida Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile*

Suarez, J., (1998) *Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas Tropicales*, Instituto de Investigación sobre Erosión y Deslizamientos, Ingeniería de Suelos Ltda. Bucaramanga, Colombia

Varnes, D. J. (1978). *Slope movement types and processes. Special report, 176, 11-33.*

Zambrano, P., Encinas, A. Y Nielsen, S. (2012). *Sedimentología e iconología de eventos transgresivos durante el Paleógeno de Chile Central (Península de Arauco). Antecedentes para la aplicación de estratigrafía secuencial en parasecuencias.* XIII Congreso Geológico Chileno, Universidad de Antofagasta

ANEXOS

Tabla 5: Características generales de las muestras analizadas (Moya, 2016)

GSI	RMR	Resistencia de Roca	Densidad	Índice de Plasticidad	Humedad
50-55	48	Clasificación R2 (Débil-Blanda)	1.55 (Referencial)	6.53	6.62%

Tabla 6: Valores de parámetros resistentes de Roca obtenidos por (Moya, 2016)

Índice de Carga Puntual (MPa)	UCS (MPa)	Cohesión (c)	Ángulo de fricción (phi)	Velocidad de Onda (Vs)	Densidad
0.24	1,4-3	27.4 KPa	34,29°	553 m/s	1.43-1.51 [g/cm3]

Tabla 7: Valores de cohesión y ángulo de fricción obtenidos mediante ensayo de corte directo monotónico con distintas condiciones de muestra (Moya, 2016)

Tipo de ensayo de Corte Directo Monotónico	Valores de Cohesión y Ángulo de Fricción Interna peak
Remoldeado no saturado (RNS)	C=0 KPa - $\phi=41.9^\circ$
No perturbadas y saturadas (NPS)	C= 36,56 KPa - $\phi=47,41^\circ$
No perturbadas y no Saturadas (NPNS)	C=160,18 KPa - $\phi=54,45^\circ$

Tabla 8: Valores de cohesión y ángulo de fricción obtenidos mediante ensayo de corte directo monotónico para fallas peak, residual y roca disgregada (Brain et al., 2021)

Tipo de roca ensayada	Valores de Cohesión y Ángulo de Fricción
Roca Intacta	C= 225,5 KPa, $\phi=32,6^\circ$
Roca intacta Residual	C= 31,9 KPa, $\phi=53,2^\circ$
Roca Disgregada	C= 10,3 KPa, $\phi=28^\circ$

Tabla 9: Glosario de Términos y abreviaturas empleadas en estudios de estabilidad de ladera y talud para deslizamientos cosísmicos (Murphy, 2015)

Término	Abreviatura	Descripción
<i>"Peak Ground Acceleration"</i>	<i>PGA</i>	Aceleración peak del terreno, es el máximo valor de aceleración sísmica registrada en suelo durante un terremoto.
Magnitud	<i>M</i>	Medida para cuantificar la energía liberada durante un terremoto. Existen distintas escalas para definir la magnitud sísmica, como la Magnitud Local (MI), Magnitud de Momento (Mw) o magnitud de onda superficial (Ms).
Aceleración Crítica	<i>Acrit</i>	Corresponde a la mínima aceleración necesaria para producir la inestabilidad en un talud o ladera.
Aceleración de Gravedad	<i>g</i>	Aceleración generada por el campo gravitatorio de la Tierra (9,8 m/s ²). Las aceleraciones de terreno son representadas como fracciones del valor de g.
Coeficientes Sísmicos	<i>K, Kh, Kv</i>	Cargas sísmicas aplicadas como componentes de tensión adicional en análisis de estabilidad pseudoestático. Se aplican según dirección Horizontal (Kh) y Vertical (Kv).
Ángulo de deslizamiento	α	Corresponde al ángulo que posee el plano por el cual se desliza el bloque en el talud.
Factor de Seguridad	<i>FS</i>	Relación entre las fuerzas de resistencia o estabilizadores vs fuerzas solicitantes o desestabilizadoras. Un $FS > 1$ es estable, $FS < 1$ inestable y un $FS = 1$ equilibrio límite.
Desplazamiento de Newmark	<i>Dn</i>	Desplazamiento acumulado de un bloque deslizante obtenido mediante la doble integración de la aceleración crítica de un sismo.
Angulo de fricción Interna	ϕ	Máximo ángulo de reposo de un material granular.
Cohesión	<i>c</i>	Propiedad ligada a la fuerza interna que presentan las partículas de un suelo o roca entre sí y que las mantiene unidas.