

UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO



PROGRAMA
MAESTRÍA EN CIENCIAS EN INGENIERIA AMBIENTAL

TESIS

Para obtener el grado de
Maestro en Ciencias en Ingeniería Ambiental

**EVALUACIÓN DE PELIGROS POR CAÍDA DE ROCAS CON TÉCNICAS
DENDROGEOMORFOLÓGICAS.**

Presenta:

ING. ORLANDO LEMUS RODRÍGUEZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. ROBERTO GUERRA GONZALEZ
FACULTAD DE INGENIERIA QUIMICA

CODIRECTOR DE TESIS

DR. TEODORO CARLÓN ALLENDE
IGUM-UNAM

MORELIA, MICHOACÁN
OCTUBRE DE 2020



MCIA
Maestría en Ciencias
en Ingeniería Ambiental
UMSNH

TESIS:

Evaluación de peligros por caída de rocas con técnicas dendrogeomorfológicas.

PRESENTA:

Ing. Orlando Lemus Rodríguez.

MESA SINODAL:

Nombre	Posición	Institución
Dr. Roberto Guerra González	Director	UMSNH
Dr. Teodoro Carlón Allende	Co-Director	IGUM-UNAM
Dr. Manuel E. Mendoza Cantú	Sinodal 1	CIGA-UNAM
Dr. Ricardo Miguel Pérez Munguía	Sinodal 2	UMSNH
Dr. Ezequiel García Rodríguez	Sinodal 3	UMSNH

Agradecimientos

Gracias al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por haberme otorgado la oportunidad de participar en un programa de posgrado de calidad y por otorgarme la beca de posgrado.

Al proyecto *“Dendrogeomorfología y Evaluación de Peligros en ambientes de montañas (clave: PAPIIT IN108719)”*, del cual es responsable técnico el Dr. Manuel E. Mendoza Cantú del CIGA-UNAM, y al apoyo para investigación por parte de Michel T. Halbouty Visiting Chair, otorgado a Manuel E. Mendoza Cantú, por el financiamiento para el desarrollo de la investigación.

Al IGUM-UNAM, donde se realizó el procesamiento, fechado y análisis de las muestras dendrocronológicas, especialmente al Dr. Teodoro Carlón Allende. Además, un agradecimiento a los especialistas de la zona que apoyaron durante el trabajo de campo, al doctor John J. Clague del Department of Earth Science de la universidad de Simon Fraser, y al maestro Pierre Friele, principal geoscientist and owner of Cordilleran Geoscience. Al maestro Antonio Navarrete por el procesamiento de la nube de puntos para la imagen LIDAR de la zona de estudio.

A la Dra. Erna López Granados, quien fue la primera persona a quien me acerqué y ayudó desde el primer día de la maestría, y con quien había decidido desarrollar mi investigación en cambio de uso y cubierta del terreno; sin embargo, tiempo después me invita a participar en el proyecto antes mencionado, decidiendo cambiar mi investigación hacia la dendrocronología bajo la tutoría de Teodoro y Manuel. Muchas gracias por todos los comentarios, charlas, y recursos que me brindó la doctora.

A los doctores Manuel E. Mendoza Cantú y Teodoro Carlón Allende, mis asesores de tesis de quienes aprendí bastante y quienes brindaron su apoyo para comprender mejor las dos ciencias bases de esta investigación, y quienes me tuvieron mucha paciencia durante los diferentes procesos de la tesis. Al Dr. Manuel, geomorfólogo, estoy muy contento debido a que por él fue que descubrí que la geomorfología es una ciencia hermosa y que cambia la forma de ver el mundo, un simple viaje en carretera ha cambiado porque voy viendo todo el paisaje y veo procesos y me intereso en detalles más allá de lo que salta a la vista. Al Dr. Teodoro, el especialista en dendrocronología, aprendí desde conceptos muy básicos a elementos complejos de esta bella ciencia, de la cual es posible obtener un sinnúmero de datos suficientemente extensos para explicar las condiciones normales y extraordinarias de un espacio específico.

Gracias a mis compañeros de estudio, los estudiantes de doctorado Karla Aurora De La Peña Guillén y Alejandro César Valdés Carrera, quienes estuvieron ahí en

diferentes momentos de la maestría y con quienes tuve una buena relación y sería agradable trabajar juntos algún día.

Gracias a los miembros del comité revisor integrado por el doctor Roberto Guerra González, al doctor Ricardo Miguel Pérez Munguía, y al doctor Ezequiel García Rodríguez, por sus comentarios y apoyos recibidos durante el desarrollo de la maestría.

Fue una experiencia académica y personal inolvidable y que desearía repetir, porque, aunque existieron momentos de mucha frustración, hubo otros que me llenaron de mucha satisfacción que siempre quedaran marcados en mi vida y que deseo compartir y desarrollar en mi vida profesional y personal.

Índice

Resumen	1
Introducción	5
Justificación	8
Objetivos	9
Hipótesis	9
Marco teórico y conceptual	10
Antecedentes	23
Generales	23
Antecedentes a nivel mundial	24
Antecedentes locales	27
Caracterización biofísica del área de estudio	31
Área de estudio	31
Topografía	36
Hidrología	37
Climatología	38
Geología	39
Vegetación	40
Materiales y métodos	41
Geomorfología	41
Muestreo dendrocronológico y procesamiento de muestras	41
Conteo y fechado de anillos	43
Generación de cronología de eventos y análisis estadístico.....	43
Factores detonantes: precipitación y sismos.....	45
Resultados.....	48
Geomorfología	48
Análisis dendrocronológico	59
Cronología de eventos geomorfológicos.....	62
Periodos de retorno	68
Distribución espaciotemporal de los daños.....	73
Factores detonantes: precipitación y sismos.....	85
Discusión	98

Conclusiones	105
Referencias.....	107

Índice de figuras.

Figura 1. Clasificación de tipos de remoción en masa (Varnes, 1958)	14
Figura 2. Modelos de ladera, (Ruhe,1975)	17
Figura 3. Zonificación de la caída de roca desde su punto de desprendimiento. (Modificado de Dorren et al., 2007).	18
Figura 4. Esquematización del concepto proceso-evento-respuesta (Traducido de Shroder, 1978)21	
Figura 5. Muestreo dendrocronológico de acuerdo al PRM (Traducido de Moya et al., 2010)	22
Figura 6. Sismos significativos en CB (Government-of-Canada,2019)	28
Figura 7. Deslizamientos en la carretera 99 ocurridos en el periodo de 1855-2007 (Traducido de Blais-Stevens et al., 2008).	30
Figura 8. Ubicación del área de estudio	33
Figura 9. Vista de la zona de estudio desde Valleycliffe	34
Figura 10. Parque provincial Stawamus Chief y Shannon Falls (Goverment-of-Canada, British Columbia, 2019)	35
Figura 11. Mapa de pendientes de terreno en los sitios de muestreo. Elaboración propia.	36
Figura 12. Orientación de laderas	37
Figura 13. Descargas medias, mínimas y máximas de la estación 08GA022 (Traducida de Jakob et al., 2010)	38
Figura 14. Climograma de promedios mensuales de la estación Squamish STP Central (Government of Canada, 2019)	39
Figura 15. Área de bosque contra especies predominantes en CB (Government-of-Canada, Predominant Species, 2019).....	40
Figura 16. Muestreo dendrocronológico, árbol dañado por evento reciente que generó la remoción subsuperficial de la corteza en al menos cuatro zonas del árbol a diferentes alturas, además, muestra una ligera inclinación ladera abajo (a), árbol con daño antiguo evidente por medio de un callo evidente con secciones donde aún se presenta resina fresca (b).	42
Figura 17. Muestras dendrocronológicas lijadas y pulidas	43
Figura 18. Sitios de muestreo por clúster	45
Figura 19. Ubicación de estaciones climatológicas de Squamish.	46
Figura 20. Mapa geomorfológico del escarpe noroeste del parque provincial Stawamus Chief y del poblado de Valleycliffe	48

Figura 21. Perfil A-A' mostrando superficie cumbral escalonada, escalón, escarpe principal, ladera muy inclinada, y valle intermontano.	50
Figura 22. Perfil C-C' del valle intermontano	51
Figura 23. Ladera muy inclinada y la frontera del escarpe principal	52
Figura 24. Perfil B-B' Diferenciación entre un escarpe secundario y principal. Además de mostrar una ladera inclinada, escalón y la superficie cumbral escalonada.	53
Figura 25. Vista del flujo de detritos del 2015 desde el canal	54
Figura 26. Perfil transversal I-I'. Cauce del flujo de detritos	55
Figura 27. Perfil D-D' Ladera muy inclinada sur y diferenciación entre escarpe primario	55
Figura 28. Foto del talud escalonado con un cambio de pendiente importante, sendero relativamente plano, y posteriormente un hundimiento.....	56
Figura 29. Perfil longitudinal k-k'. Talud escalonado	57
Figura 30. Perfil longitudinal J-J'. Evolución de talud inferior a superior	58
Figura 31. Perfil longitudinal H-H'. Tipos de terrazas separados por un escarpe y ladera diferenciada	58
Figura 32. Distribución de edades de los árboles del clúster 1 y 2. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado), 11 (Talud inferior), 15 (Terraza inferior).	61
Figura 33. Edades del clúster 3. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 6 (Flujo de detritos).	62
Figura 34. Cronología de eventos integrando los tres sitios de muestreo. La línea gris representa el total de muestras para cada año, y las columnas azules representan el índice Shroder	64
Figura 35. Tamaño de muestra y número de eventos de caída de roca recreados a través de las anomalías de crecimientos identificadas en las muestras del clúster 1.	65
Figura 36. Tamaño de muestra y número de eventos de caída de roca recreados a través de las anomalías de crecimientos identificadas en las muestras del clúster 2.	66
Figura 37. Tamaño de muestra y número de eventos de caída de roca recreados a través de las anomalías de crecimientos identificadas en las muestras del clúster 3.	67
Figura 38. Número de eventos e índice máximo de Shroder en toda la zona de estudio por periodo de veinte.	68
Figura 39. Mapa de periodos de retorno del clúster 1 y 2. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado), 11 (Talud inferior), 15 (Terraza inferior).	70
Figura 40. Mapa de periodos de retorno del clúster 3. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 6 (Flujo de detritos).	71

Figura 41. Árbol en el límite del flujo de detritos del clúster 3. Presentaba varios golpes a diferentes alturas y en su base se encontraba un tronco. La pendiente era de 60° con acceso limitado en medio de bloques de diferentes tamaños (>2m).	72
Figura 42. Único árbol en pie en el inicio de la zona del evento de caída de rocas del 2015 con diferentes procesos registrados en todo el tronco.	73
Figura 43. Daños resultantes de caída de roca en 2015 en el clúster 3. Treinta y cinco árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).	74
Figura 44. Daños resultantes de caída de roca en 2015 en el clúster 1 y 2. Treinta y cinco árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca (revisar Tabla 4 para nomenclatura de formas de relieve). Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado.	75
Figura 45. Daños resultantes de caída de roca en 1991 en el clúster 1 y 2. Cuarenta y tres árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado.	76
Figura 46. Daños resultantes de caída de roca en 1991 en el clúster 3. Cuarenta y tres árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).	77
Figura 47. Daños resultantes de caída de roca en 1989 en el clúster 3. Veinticuatro árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).	78
Figura 48. Daños resultantes de caída de roca en 1989 en el clúster 1 y 2. Veinticuatro árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado.	79
Figura 49. Daños resultantes de caída de roca en 1969 en el clúster 1 y 2. Veintitrés árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado.	80
Figura 50. Daños resultantes de caída de roca en 1969 en el clúster 3. Veintitrés árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).	81
Figura 51. Daños resultantes de caída de roca en 1951 en el clúster 1 y 2. Veintitrés árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado.	82
Figura 52. Daños resultantes de caída de roca en 1951 en el clúster 3. Veintitrés árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).	83

Figura 53. Daños resultantes de caída de roca en 1925 en el clúster 1 y 2. Doce árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado)	84
Figura 54. Daños resultantes de caída de roca en 1855 en el clúster 1 y 2. Tres árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado)	85
Figura 55. Registro de precipitación total anual de estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Elaboración propia (Pacific-Climate-Impacts-Consortium, 2019)	86
Figura 56. Precipitaciones máximas diarias de un año y la coincidencia con un evento de caída de roca.	87
Figura 57. Diagrama ombrotérmico de la estación Squamish Airport	88
Figura 58. Sismos históricos en CB donde se representa con los triángulos rojos la coincidencia de un sismo con un evento de caída de roca	90
Figura 59. Cronología de eventos del clúster 1 y su coincidencia con posibles factores detonantes. Las flechas negras indican sismo, las flechas rojas indican precipitaciones acumuladas de tres o cinco días superiores al 10% de la precipitación acumulada anual, y las flechas grises indican vientos fuertes.	92
Figura 60. Cronología de eventos del clúster 2 y su coincidencia con posibles factores detonantes. Las flechas negras indican sismo, las flechas rojas indican precipitaciones acumuladas de tres o cinco días superiores al 10% de la precipitación acumulada anual, y las flechas grises indican vientos fuertes.	94
Figura 61. Cronología de eventos del clúster 3 y su coincidencia con posibles factores detonantes. Las flechas negras indican sismo, las flechas rojas indican precipitaciones acumuladas de tres o cinco días superiores al 10% de la precipitación acumulada anual, y las flechas grises indican vientos fuertes.	96
Figura 62. Cronología de eventos de toda la pared del escarpe y su coincidencia con posibles factores detonantes. Las flechas negras indican sismo, las flechas rojas indican precipitaciones acumuladas de tres o cinco días superiores al 10% de la precipitación acumulada anual, y las flechas grises indican vientos fuertes.....	97
Figura 63. Distribución de sismos dentro de un diámetro de 400km con potencial a detonar deslizamientos.	100

Índice de tablas:

Tabla 1. Tipos de deslizamientos según su mecanismo de movimiento.....	16
Tabla 2. Censos poblacionales (Statics Canada, 2020)	31
Tabla 3. Estaciones climatológicas de Squamish (Pacific-Climate-Impacts-Consortium, 2019).....	46
Tabla 4. Superficie de las formas de relieve de la zona de estudio	49
Tabla 5. Resumen de edades por clúster	60
Tabla 6. Edades promedio por especie y clúster	60
Tabla 7. Anomalías de crecimiento presentes en las series dendrocronológicas por clúster	63
Tabla 8. Datos de precipitación y temperatura media mensual de la estación Squamish Airport ...	87
Tabla 9. Precipitaciones acumuladas de tres y cinco días en el periodo de 1960-2017. Se resalta en negritas los años donde se superó el 10% de la precipitación anual.....	89

Resumen

La caída de rocas en zonas montañosas es un fenómeno geomorfológico impredecible, y representa una gran amenaza a elementos naturales y antropogénicos debido a la rapidez y magnitud con la que se puede desarrollar. Este tipo de proceso de remoción en masa afecta a los elementos que se encuentren en la ladera por donde ruedan, hasta que pierde su energía cinética, dejando vestigios de sus trayectorias en el suelo y árboles, los cuales sirven como elementos que brindan datos sobre la frecuencia y distribución espacial de este fenómeno. Los árboles que generan anillos de crecimiento suelen ser el único elemento capaz de proporcionar datos útiles a escala anual y en ocasión estacional de las condiciones ambientales en zonas alejadas o sin registros de monitoreos.

Este trabajo se desarrolló en el distrito de Squamish-Lillooet en la provincia de la Columbia Británica, en el parque provincial de Stawamus Chief, localizado a 63.5 km de Vancouver por la carretera 99. Los objetivos de la investigación fueron a) evaluar la frecuencia de la caída de roca, b) identificar las características geomorfológicas y factores detonantes para este tipo de eventos, y c) conocer la distribución espacial y potencial de los periodos de retorno de la caída de roca, mediante técnicas dendrocronológicas. Se realizó un el muestreo dendrocronológico en el escarpe noroeste del macizo rocoso de Stawamus Chief, siendo dividido en tres clústeres según la distribución de los árboles. Se muestrearon 79 árboles (*T. heterophylla*, *P. menziesii*, *T. plicata*, *Acer ssp.*), obteniendo de dos a tres muestras por árbol a la altura del pecho o a la altura de la cicatriz de los árboles, obteniendo un total de 143 series dendrocronológicas (Núcleos), el muestreo se realizó mediante el uso de un taladro tipo Pressler.

El muestreo fue selectivo dirigido a árboles que mostraran señales claras y recientes de haber sido afectados por caída de rocas. Se describieron las características del sitio de donde se encontraba el árbol y del mismo; el pre procesamiento de las muestras constó de un secado en temperatura ambiente, previamente se montaron los núcleos sobre un molde de madera para prevenir la desalineación vertical de las traqueidas, una vez secas, fueron pulidas con lijas de diferente granulometría, con el objetivo de resaltar los anillos de crecimiento y facilitar su lectura; después se realizó un pre fechado y las gráficas cualitativas denominadas *skeleton plot*, con las que se corrigen las fechas de los anillos, y así obtener una fechamiento de anillos correcto. Posteriormente se generaron cronologías de las respuestas presentes en todos los núcleos de crecimiento. Adicionalmente se realizó una interpretación de las características geomorfológicas, para lo cual se usó una imagen LIDAR de 1 m de resolución. La interpretación fue visual en computadora en el programa ArcGIS 10.6.4, con las capas generadas a partir de la misma imagen LIDAR (pendientes,

mapa de sombras, orientación de laderas, y curvas de nivel). Los resultados de la interpretación geomorfológica fueron 16 formas de relieve, donde se presentan diferentes tipos de ladera, terrazas y escarpes.

La cronología de eventos abarcó un periodo de 167 años (1850-2017), se reconstruyeron 51 eventos de caída de roca por medio del índice de Shroder al 10%, identificados con 911 anomalías de crecimiento. El periodo de 1940 a 1959 fue cuando se presentó el mayor número de eventos de caída de roca (11). Todos los eventos fueron comparados con bases de datos climáticas obtenidas de cuatro estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio, las cuales abarcaron el periodo de 1960 a 2017. Las precipitaciones de la zona varían de 2000-2200 mm anuales, con precipitaciones máximas diarias que varían de 40 y 180 mm. Dentro del periodo que cubren los datos climáticos, se presentaron doce eventos de caída de roca, los cuales pudieron haber sido detonados por precipitaciones asociadas a 50 mm y a la precipitación media de noviembre (119.3 mm), los doce eventos coincidieron con precipitaciones mínimas de 50 mm, pero en 1991 y 2009, las precipitaciones fueron torrenciales, superando en un 200% el valor medio de la precipitación de noviembre. Además, los eventos de caída de roca se compararon con sismos significativos de la Columbia Británica en el periodo de 1600-2014, donde se presentaron 64 sismos de magnitud promedio de 6.4, coincidiendo únicamente diez eventos de caída de roca con sismos. La relación entre la caída de roca y sus dos factores detonantes concuerda principalmente con eventos de precipitación intensa.

El clúster 1 presentó mayor cantidad de eventos de caída de roca con 31 eventos y con periodos de retorno entre 14 y 20 años, el clúster 2 presentó periodos de retorno menores o iguales a 10 años y únicamente 15 eventos de caída de roca, mientras que el clúster 3 tuvo periodos de retorno entre 10 y 20 años con un total de 16 eventos de caída de roca, pero fue afectado por un evento de flujo de detritos importante en 2015, perdiendo una gran cantidad de árboles en la zona alta de la ladera.

En conclusión, el estudio de eventos geomorfológicos por medio de técnicas dendrocronológicas permitió desarrollar una primera aproximación a la descripción total de la zona de estudio, ya que, gracias a la visita de campo, interpretación de formas de relieve y análisis de los anillos de crecimiento fue posible determinar los eventos de caída de rocas que han sucedido en la zona y conocer el área afectada por estos eventos, así como la frecuencia de ocurrencia de estos eventos.

Palabras clave: anillos de crecimiento, dendrocronología, geomorfología, periodos de retorno, detonantes.

Abstract

The rockfall is an unpredictable geomorphologic phenomenon that occurs in mountainous regions and it is a great threat to natural and human elements due to its velocity and magnitude. This kind of mass wasting affects elements that are on the slope where rocks roll until they lose their kinetic energy, leaving traces all across the soil and trees, which are useful as elements that provide data of this phenomena about its frequency and spatial distribution. The trees that have growing rings use to be the only capable to provide useful data with an annual scale, even seasonally, about the environmental conditions in far areas or without monitoring.

This investigation was developed in Squamish-Lillooet district, British Columbia province, 63.5 km far from Vancouver across the route 99. The objectives of this work were a) evaluate the rockfall frequency, b) identify the geomorphologic characteristics and driving forces for this kind of events, and c) know the spatial distribution and potential of the return periods of rockfall with dendrochronological techniques. The dendrochronological sampling in the northwest scarp of Stawamus Chief was divided in three clusters according to the tree's distribution. 79 trees were sampled (*T. heterophylla*, *P. menziesii*, *T. plicata*, *Acer ssp.*), obtaining at least two samples per tree at breast high or where the scar was using a Pressler increment borer, the sample size was of 143 increment cores.

The field sampling was a selective sampling focused on those trees that showed recent injuries due to rock impacts. The field and tree characteristics were described; the samples procedure consisted in drying the samples at environmental temperatures, previously, they were assembled on a wood mold to maintain the vertical tracheid orientation, once they were dry, they were sanded with different grit sandpaper to highlight the growing ring widths. After all this, the rings were counted and skeleton plots were developed, with them it was able to correct the dating of the growing rings. Subsequently, the response chronologies in all of the increment core was made. Simultaneously, the geomorphologic interpretation was developed with a LIDAR image of 1 m resolution. This interpretation was visual on a computer with ArcGIS software 10.6.4, with layer made out from the same LIDAR image (slope, hillshade, slope aspect, and elevations contours). The results of this geomorphologic interpretation were 16 geomorphologic units within different kinds of slopes, terraces, and scarps.

The event chronology extends a period of 167 years (1850-2017) by identifying 91 growing disturbance, where 51 rockfall events were recreated using Shroder Index at 10%. The periods from 1940 to 1959 saw a peak of rockfall events across the whole chronology (11 events). The whole events were compared to climatological data bases of 4 meteorological station near to the study zone, which period extends to 1960. The annual precipitation varies between 2000-2200 mm, with maximal daily precipitations from 40-180 mm. Within the climatological period 12 rockfall events, which could have been associated to precipitations of 50 mm y the media

precipitation of the month of November (119.3 mm), the 12 rockfall events coincided with precipitations of 50 mm, but in 1991, 2003, 2007, and 2015 torrential precipitation were associated to this events overpassing the value of 119.3 mm by 200%. Additionally, the events were also compared to seismic activity of significant Canadian earthquakes, where 63 earthquakes of an average magnitude of 6.4 were across British Columbia, having only 3 coincidence with rockfalls. The relation between rockfalls and its driving factors is related mainly to intense rainfall.

The cluster 1 saw the major quantity of rockfalls (31 events) with return periods of 14-20 years, while cluster 2 reported return periods fewer than 10 years and it reported 15 rockfall events, and cluster 3 had a predominant return periods between 10-20 years and saw 16 rockfall events, but this cluster was affected by a debris flow in 2015 losing a great quantity of trees downslope the debris flow.

Conclusions were that the study of geomorphological events using dendrochronological methods allowed to develop a first approximation to describe the study zone, because of field work, geomorphological interpretation, and the increment cores analysis it was able to know what has happened in the zone and know the spatial distribution of rockfalls as its frequency.

Key words: tree rings, dendrochronology, geomorphology, return periods, triggers.

Introducción

Las zonas montañosas tienen importancia científica y geomorfológica debido a la inestabilidad que presentan las laderas, la cual se relaciona con la variabilidad en las pendientes, la cubierta vegetal, la actividad sísmica, e impacto de los periodos glaciales y post glaciales (Lim et al., 2004); uno de los procesos geomorfológicos más importantes en estos ambientes es la caída de rocas, los cuales tienen efectos destructivos en los elementos bióticos y abióticos (Franco et al., 2017), la caída de rocas es uno de los procesos geomorfológicos más estudiado en los acantilados (Luckman et al., 1995). A pesar de que en los eventos de caída de roca suelen conocerse las zonas de desprendimiento, en muchos de los casos no existen registros que permitan documentar la frecuencia, la magnitud, la velocidad, trayectorias, entre otras características de los procesos geomorfológicos. En sitios donde se tienen evaluaciones de los parámetros anteriormente mencionados, se han evitado accidentes y en otros casos se han mitigado los daños mediante medidas eco-ingenieriles (Dorren et al., 2007).

Debido a lo anterior, se cree que hace falta realizar investigación para evaluar las variables relacionadas con la caída de rocas y con ellas caracterizar espaciotemporalmente estos eventos, así como sus características físicas, ya que las investigaciones habían sido centralizadas en periodos de tiempo corto, complicando la comprensión del fenómeno a largo plazo (Stoffel et al., 2005). En la década de 1960 la investigación relacionada con eventos geomorfológicos se centraba en la observación y cuantificación de material en el coluvión, describiendo únicamente magnitudes de eventos específicos, y limitándose a periodos de tiempo cortos sin explicar la distribución espacial (Rapp, 1960). Por ello, ha surgido la necesidad de utilizar alternativas que puedan describir de mejor manera la frecuencia de eventos y la distribución espacial con el objetivo de desarrollar planes de prevención y mitigación, ya que este es un evento geomorfológico que afecta principalmente corredores de transporte, sitios habitacionales e infraestructura (Hungr et al., 1999; Perret et al. 2006; Moya et al., 2010; Trappman et al., 2013).

En las últimas décadas, se han utilizado diferentes métodos para evaluar la caída de roca; sin embargo, en muchos de estos, las escalas temporales no son precisas, lo que conlleva a una estimación errónea desde el punto de vista temporal y de la magnitud de los eventos geomorfológicos (Pierson et al. 1990; Franklin, 1997; Budetta, 2004; Maerz et al. 2005). En consecuencia a estos problemas, se ha incrementado el uso de técnicas *proxy*, como la dendrocronología, la cual, por medio del análisis de los anillos de crecimiento de los árboles es posible recrear eventos naturales y antrópicos ocurridos en el pasado (Solomina, 2002), para lo cual se toman en cuenta los patrones presentes en la anatomía interna de los árboles, sus

anillos contienen diferentes anomalías de crecimiento que son debidos a la afectación mecánica o ambiental. Algunas de las anomalías en los anillos de crecimiento reflejan daños por eventos geomorfológicos, por lo tanto, los anillos de los árboles pueden ser utilizados para generar series cronológicas de los eventos geomorfológicos (Fritts, 1976).

Los eventos naturales grabados en los anillos de los árboles suelen ser un recurso valioso debido a la posición en la que se encuentran, ya que en zonas alejadas o sin monitoreo suelen ser el único recurso con el cual, los eventos geomorfológicos pueden ser comprendidos espaciotemporalmente (Ballesteros-Cánovas et al., 2015).

La dendrocronología se ha convertido en una de las principales herramientas utilizadas en las décadas recientes en la evaluación espacio-temporal de procesos geomorfológicos rápidos como flujo de detritos, caída de roca, y avalanchas, debido que permite fechar eventos con precisión anual, y en algunos casos estacional, lo que conlleva a generar datos respecto a sus magnitudes a lo largo del tiempo (Stoffel et al., 2009 y 2010), esto debido a que los árboles registran perturbaciones mecánicas (impactos, sobrepeso, entierro, inclinación o erosión) del año en que se desarrollaron los eventos y son grabados en sus anillos o tejidos externos (Stoffel et al., 2008); los efectos producidos por las perturbaciones son comparados con los patrones de árboles que no fueron afectados y que crecieron bajo circunstancias ideales, lo que contribuye a obtener información más precisa de la fecha de ocurrencia de algún evento geomorfológico (Stoffel et al. 2013; Calvo, 2013).

Muchos de los procesos geomorfológicos se pueden convertir en peligros naturales, los cuales se presentan recurrentemente y se ha comprobado que, debido al cambio climático se ha incrementado la frecuencia e intensidad de algunos fenómenos ambientales, por lo que las variaciones climáticas extremas podrían influir en la frecuencia e intensidad de los procesos geomorfológicos en el futuro (López-Saez et al., 2016). Por lo tanto, es urgente generar datos e información que permitan comprender las tendencias históricas de ocurrencia y magnitud de los eventos peligrosos y compararlas con los posibles escenarios ante cambio climático para los próximos años. Adicionalmente, el crecimiento demográfico, la urbanización, y el desarrollo en zonas montañosas y costeras han incrementado el riesgo asociado a diferentes tipos de peligros; por esta razón se requieren mejores planes de prevención enfocados a la reducción del riesgo con un enfoque hacia el desarrollo sustentable y la protección del medio ambiente mediante políticas socioambientales (Sassa et al., 2005).

Históricamente Canadá ha presentado un alto índice de deslizamientos en todo su territorio, siendo la Columbia Británica la provincia con mayores probabilidades de

presentar procesos de remoción en masa debido a la alta actividad sísmica y las condiciones climáticas que presenta (Clague et al., 2010).

Las provincias canadienses que se encuentran bajo el mayor peligro por diferentes PRM son Columbia Británica (CB), Yukón, Alberta, y Quebec, donde la provincia de la CB es la que se encuentra bajo mayor riesgo por sismos debido a que se encuentra en un área activa, puesto que se localiza en la Cordillera de las Montañas Costeras, una zona con alta actividad volcánica a través de su historia geológica (Clague et al., 2010). Además, la zona es afectada por una falla geológica que va desde la costa de Cape Mondesino (Estados Unidos) hasta la isla de Vancouver y atraviesa por el mar por donde se presentan la mayoría de los sismos en la costa oeste de Canadá (Natural-Resources-Canada, 2018).

El distrito de Squamish-Lillooet pertenece a la provincia de la Columbia Británica y se encuentra localizado al suroeste de la cadena montañosa de las Montañas Costeras, y es aquí donde se encuentra uno de los corredores de transporte más importante de Canadá, la carretera 99, también conocida como *Sea to Sky*. Esta carretera es una arteria de comunicación que conecta la frontera de los Estados Unidos con la carretera 97 a través de una longitud total de 325 km. Esta carretera no solamente es importante desde el punto de vista económico, sino que es de interés social y científico debido a que el 18% de muertes en todo Canadá (>600) han sido causadas por deslizamientos que se han desarrollado a lo largo de la carretera 99. Por ejemplo, en 1915 ocurrió una avalancha de rocas en Jane Camp, dejando 54 personas sin vida, siendo el segundo evento más importante en términos de pérdidas de vida en Canadá (Blais-Stevens et al., 2008).

Los factores detonantes de la caída de roca dentro de la Columbia Británica son principalmente la precipitación, la cual puede ascender hasta los 3000 mm anuales, generando presiones sobre las fallas existentes en las rocas, los procesos de glaciación y deshielo de cada temporada (Blais-Stevens et al., 2008), adicionalmente, el área es altamente sísmica, en parte, debido a la presencia de la falla de subducción de Cascadia, la cual puede generar deslizamientos a partir de magnitudes iguales o mayores a 6° Richter (Keefer, 1984). La propagación de las ondas sísmicas a través de la Tierra tiene comportamientos diferentes según las condiciones que presente la roca, tales como fracturas o presencia de fluidos, así como la elasticidad de la roca permitiendo mayor capacidad ante la compresión y tensión del material, generando diferentes respuestas sísmicas ante las ondas de propagación (Berryman, 2007).

En la Columbia Británica se han desarrollado diversas investigaciones respecto a diferentes procesos geomorfológicos, y se ha generado información referente a todos los eventos históricos de remoción en masa a través de la carretera 99 (Blais-Stevens et al. 2008), sobre las trayectorias y velocidades alcanzados por los

fragmentos en las vías ferroviarias de Canadá en un tramo representativo (Han et al. 2010), y también se desarrollaron investigaciones sobre la probabilidad de caída de roca dependiendo de la temporada del año (Macciotta et al. 2017). Hasta el momento, las investigaciones se han enfocado hacia la presencia de eventos geomorfológicos en corredores de transporte, y no se han llevado a cabo trabajos en lugares turísticos; por ello, este trabajo se ha desarrollado en el parque provincial de Stawamus Chief, Squamish, el cual es un sitio turístico y deportivo para habitantes locales e internacionales.

Justificación

Los procesos de remoción en masa son formadores del paisaje que representan uno de los fenómenos naturales más peligrosos en ambientes montañosos, debido a la rapidez con la que pueden desarrollarse y los daños que pueden causar (Stoffel, 2006). Los procesos de remoción en masa principalmente son detonados por cambios en la vegetación, exceso de agua, sismos, desarrollo desmedido de actividades antrópicas, entre otros (Keller et al., 2012). Para comprender estos procesos se recomienda que se analicen desde un enfoque espaciotemporal, el cual es útil en el manejo ambiental y de peligro (Corominas et al., 2008). Una fuente *proxí* que permite comprender los procesos geomorfológicos tanto en el espacio como en el tiempo, se basa en la aplicación de técnicas dendrocronológicas, el uso adecuado de estas técnicas permite comprender eventos pasados y evaluar la frecuencia, la estabilidad de las laderas, la probabilidad de un deslizamiento y los movimientos iniciales que preceden a un evento (Wistuba et al. 2019).

En el distrito de Squamish, la caída de rocas es el proceso de remoción en masa con mayor número de eventos históricos en Canadá y presenta una alta susceptibilidad a lo largo de toda la carretera 99, los cuales suelen tener mayor presencia entre Horseshoe Bay y Porteau Cove, donde existe una alta cantidad de infraestructura cercana a las zonas de desprendimiento (Blais-Stevens et al., 2012).

Uno de los detonantes de los procesos de remoción en masa son los eventos sísmicos, los cuales en Canadá han afectado en gran medida a los asentamientos humanos e infraestructura (Trenhaile, 2007). Para el caso específico de la Columbia Británica se considera como la provincia con mayor riesgo sísmico, adicionalmente es el área donde se presenta la mayor precipitación (3000 mm anuales) de todo Canadá. Tanto los sismos como la precipitación son factores detonantes de eventos geomorfológicos, por lo que la Columbia Británica es la provincia donde ocurren la mayor cantidad de procesos de remoción en masa de alta magnitud (Clague et al., 2010).

El análisis de este tipo de procesos geomorfológicos permite apoyar la generación de propuestas del manejo del paisaje, políticas ambientales, y prácticas sustentables, con fines de planeación del territorio y aprovechamiento de recursos naturales manteniendo siempre una visión de prevención y mitigación de los peligros (Hooke, 2019).

Este trabajo brindará una primera aproximación a la generación de datos respecto a la frecuencia, intensidad y distribución espacial del fenómeno de caída de roca en el escarpe noroeste del parque provincial de Stawamus Chief, Squamish, Canadá, y así llevar estos datos a una futura gestión del riesgo de la zona.

Objetivos

General

Evaluar la frecuencia de la caída de rocas por medio de técnicas dendrogeomorfológicas en el escarpe noroeste de Stawamus Chief en Squamish, Canadá.

Particulares

1. Identificar las características geomorfológicas y factores detonantes de la zona para que se presenten caídas de rocas.
2. Estimar la frecuencia temporal de la caída de roca registrada en los anillos de los árboles de la zona.
3. Evaluar la distribución espacial y potencial de los periodos de retorno de la caída de rocas.

Hipótesis

Las especies de árboles que desarrollan anillos de crecimiento en el parque provincial de Stawamus Chief presentan un alto potencial para identificar la frecuencia de la caída de roca, la cual está asociada principalmente a las condiciones climatológicas y sísmicas.

Marco teórico y conceptual

El ser humano forma parte de un paisaje, el cual es resultado de la interacción de los procesos físicos, químicos, biológicos, y culturales (Zonneveld, 1989), los procesos generan eventos positivos y negativos a los cuales el ser humano está expuesto. Dentro de los eventos negativos, se encuentran los peligros naturales; los cuales se definen como la presencia de un fenómeno natural que se presenta con cierta probabilidad en un tiempo y espacio determinado. Los peligros naturales tienen el potencial de generar diferentes daños en un ecosistema, vida humana, y propiedad a causa de la intensidad, escala espacial y temporal que comprende, por ello suelen ser clasificados según la causa que los origina y están definidos por las condiciones topográficas, geológicas, climatológicas, vegetativas, entre otros (Keller et al. 2012). A partir de la década de 1980, los peligros naturales han aumentado, afectando a más de 2.5 millones de personas, y han ocasionado daños por 3 trillones de dólares, lo que ha incrementado las pérdidas mundiales en más del 600%, iniciando en 23 billones de dólares anuales en la década de los ochenta a 150 billones en la última década (WBG, 2019). De 1991 al 2000 los peligros naturales se han concentrado principalmente en la región asiática (51 %), americana (26 %) y europea (21 %), y en su mayoría han sido causados por eventos climáticos extremos (PNUD, 2004).

Se estima que entre 1970 y 2010 murieron 3.3 millones de personas por peligros asociados a sismos y fenómenos meteorológicos (The-World-Bank, 2010). El Banco Mundial diferencia a los peligros naturales de acuerdo con su origen:

- Origen geológico: movimientos internos del planeta entre los que se encuentran los sismos y las erupciones volcánicas. También se incluyen aquí los que no se asocian con detonantes como la lluvia que generan deslizamientos de tierra y los tsunamis.
- Origen hidrometeorológico: son eventos que se asocian a la acción del agua y las condiciones atmosféricas.

Se cree que el principal problema ambiental del mundo es el crecimiento exponencial de la población, y debido a esto, principalmente en los países en desarrollo se crean nuevos asentamientos en zonas peligrosas (Meadows et al. 1972). Adicionalmente, los estudios sobre el cambio climático y su relación con los fenómenos meteorológicos indican que estos eventos incrementarán tanto en intensidad como en frecuencia, siendo eventos más destructivos para la sociedad (Ballesteros Cánovas et al., 2015; López-Saez et al., 2016). La falta de planeación urbana y proyección a futuro de nuevos asentamientos humanos conlleva a la creación de asentamientos ilegales en zonas sin aptitud para este propósito,

incrementando su vulnerabilidad ante un peligro natural; generando la destrucción de zonas naturales, disminución de la biodiversidad, y del recurso hídrico, entre otras afectaciones, lo que se ve incrementado por los efectos del cambio climático (UNFPA, 2007), y cuyas afectaciones se clasifican según la escala de los daños que causen a nivel local o regional, efectos a corto o largo plazo, y directos e indirectos (Gariano et al., 2016).

La prevención de los peligros naturales es importante dado que las condiciones económicas y de infraestructura de un gran número de habitantes pueden ser afectados por eventos de baja magnitud y/o frecuencia; por ello es necesario contar con planes y elementos eficientes para la reducción de los impactos negativos. Los elementos vulnerables ante un peligro son a) la población, b) las actividades económicas, c) la infraestructura y d) los recursos naturales (Morales-Manilla, 2013). Las medidas preventivas resultan ser económicamente más factibles en comparación con las de remediación, recuperación o mitigación, pero no siempre son tomadas en cuenta dentro de los planes de la gestión de riesgos y políticas ambientales (The-World-Bank, 2010).

Los peligros naturales asociados a procesos geológicos-geomorfológicos deben ser estudiados para apoyar la generación de datos e información geomorfológica útil y aplicable en las propuestas de manejo del paisaje, políticas ambientales, y prácticas sustentables dentro de los diseños ingenieriles, cambios en la percepción del peligro, y las acciones por parte de la población (Hooke, 2019).

La geomorfología surgió como una fusión entre la ciencia geográfica y la geológica, ella estudia el desarrollo de las estructuras presentes en el relieve de la Tierra, tanto en la superficie terrestre como en los océanos (Tricart, 1968; Lamadrid et al., 1984). En tanto, la geomorfología se define como el estudio del paisaje y los procesos que generan y modelan la superficie terrestre; cuyo objetivo es entender el origen y evolución de las formas terrestres (Selby, 1985; Edmaier, 2004). La geomorfología no se limita únicamente a la descripción del paisaje, sino que debe explicar el origen de las formas, edad absoluta o relativa, la evolución de los procesos, la morfología (morfografía y morfometría), la dinámica de los procesos actuales, y la distribución espacial de las formas de relieve (Tricart, 1968; Zinck, 2012).

El paisaje se encuentra en interacción con diferentes fenómenos y elementos naturales que generan cambios en su estructura, composición, y posición, a este tipo de acciones se les denomina procesos modeladores del paisaje o procesos geomorfológicos, los cuales son definidos por mecanismos físicos, químicos, y biológicos que afectan a la Tierra (Tricart, 1968). En el planeta, los procesos modeladores del paisaje son originados por fuerzas endógenas y exógenas: las fuerzas endógenas son aquellas que se generan al interior del planeta y son las principales modeladoras de relieve en el mundo, y cuya explicación está dada por

la tectónica de placas; mientras que las fuerzas exógenas son aquellas acciones destructivas y acumulativas, las cuales están integradas por dos elementos. El primer elemento modelador funciona a través de la entrada de la radiación solar que calienta la atmósfera generando vientos y evaporación del agua, lo que se representa en el ciclo del agua y las alteraciones físicas, químicas, y biológicas de la superficie, y el segundo elemento es la gravedad, que transporta y deposita materiales de un lugar a otro (Anhert, 1996; Keller et al., 2012).

Los procesos geomorfológicos alteran la superficie del planeta y dejan evidencias sobre un elemento de la naturaleza que permite conocer y evaluar de manera cualitativa o cuantitativa el proceso. Estos vestigios históricos grabados en elementos naturales permiten datar y comprender algún fenómeno definido por la forma, lugar, volumen, etc. Por ejemplo, las erupciones volcánicas dan origen a rocas con diferentes características del campo magnético que la originó y con él es posible conocer la fecha aproximada en que ocurrió el evento (Calvo-Rathert, 2013).

Dado que una de las tareas de la geomorfología es conocer la edad de las formas y procesos formadores de las mismas, la dendrocronología se ha convertido en una herramienta útil en la determinación de dichas edades (Solomina, 2002). La dendrocronología es una ciencia con técnicas de preservación de datos ambientales más importantes de procesos naturales, que permite conocer las condiciones históricas a partir de la identificación de los patrones presentes en los anillos de crecimiento de los árboles (Speer, 2010). Los árboles que presentan anillos de crecimiento indican que existe una separación entre temporada de lluvias y estiaje, puesto que el árbol reacciona a las variaciones climatológicas, absorción de nutrientes, y otros factores bióticos y abióticos del sitio (Fritts, 1976; Stoffel et al., 2009). Los árboles que se encuentran en zonas templadas y subárticas crecen únicamente durante la época cálida del año, generando anillos de crecimiento que describen las condiciones climatológicas, de suelo, y procesos geomorfológicos de un año (Camarero et al., 1998).

Los anillos de crecimiento de especies que generan conos y semillas (gimnospermas) están divididas en dos periodos de formación de estructuras en los anillos, dichas estructuras son llamadas madera temprana y madera tardía (Fritts, 1976; Camarero et al., 1998; Rigling et al., 2002). Durante la primera etapa de crecimiento, las células reproductivas del cambium¹ forman células delgadas, alargadas y de tonos claros llamadas traqueidas² de madera temprana y están asociadas al tiempo de mayor crecimiento temporal del árbol, ya que es el momento del año donde el árbol absorbe mayor cantidad de nutrientes. Posteriormente, sigue existiendo la generación de células, pero son más pequeñas, densas y oscuras que

¹ Tejido vegetal meristemático específico de las plantas leñosas, situado entre la corteza y el leño.

² Célula por donde circula la savia bruta y es capaz de transportar agua.

dan origen a las traqueidas de madera tardía, las cuales son estructuras más pequeñas en comparación a las de la madera temprana debido a las condiciones ambientales del año, donde hay escasos de nutrientes en el suelo y menor cantidad de agua disponible, además, estas células cumplen la función de brindar estabilidad al árbol (Speer, 2010). Los árboles que se encuentran en climas tropicales no generan estas estructuras debido a la continuidad de condiciones climatológicas, y aunque existen algunos pinos tropicales que generan anillos, la diferencia entre sus espesores no es clara y provoca problemas de interpretación (Butler, 1987). Ante las variaciones anuales que se presentan debido al cambio climático, los árboles tendrán diferentes respuestas a futuro y exponen a algunas especies a generar patrones anormales de crecimiento (López-Saez et al., 2016; Carlón Allende et al., 2018).

Las primeras observaciones de los anillos de los árboles se relacionaron únicamente con la edad, y poco a poco fueron evolucionando y ayudando a comprender otro tipo de fenómenos como: las condiciones climatológicas, los procesos geomorfológicos, la contaminación de agua y suelos, transporte de metales pesados, etc. Actualmente existen varios subcampos de la dendrocronología en las que destacan la dendroclimatología, que estudia las condiciones históricas del clima; la dendrohidrología, estudia las variaciones de los gastos en los cauces, que permitan tener una idea de cómo fue el transporte de sedimentos y nutrientes; la dendrogeomorfología, estudia procesos que modelan la superficie terrestre como la erosión y depositación fluvial, glaciares, remoción en masa, entre otros; la dendroecología, estudia los procesos bióticos y abióticos de un sistema, ataques de insectos, incendios; la dendroarqueología, estudia elementos arqueológicos para datar actividades de los asentamientos humanos, construcciones, con el objetivo de comprender mejor el comportamiento de una civilización, entre otras ramas (Speer, 2010).

Específicamente, la dendrogeomorfología estudia la morfogénesis y la morfocronología de los procesos que modifican el paisaje a partir de la integración del conocimiento de la ecología de las plantas aplicada y dendrocronología (Alestalo, 1971). Los eventos geomorfológicos quedan registrados por medio de la respuesta originada por un daño en el cambium (Stoffel et al., 2009). Gracias a los estudios anatómicos de árboles no afectados por un proceso es posible determinar las variaciones en los anillos de crecimiento, así como los tejidos y elementos anatómicos generados posteriormente a un proceso geomorfológico (Solomina, 2002).

Los eventos geomorfológicos son causados por procesos como la remoción en masa y las inundaciones. Los procesos de remoción en masa (PRM), se definen como aquellos eventos que desplazan roca, suelo, o una combinación de ambos,

por una pendiente ladera abajo, y conforman uno de los peligros más importantes a nivel mundial debido a las diferentes velocidades y magnitudes con las que se presentan los eventos (Keller et al., 2012).

Varnes (1958) generó una clasificación de PRM basados en la combinación del tipo de movimiento y el material desplazado (Figura 1).

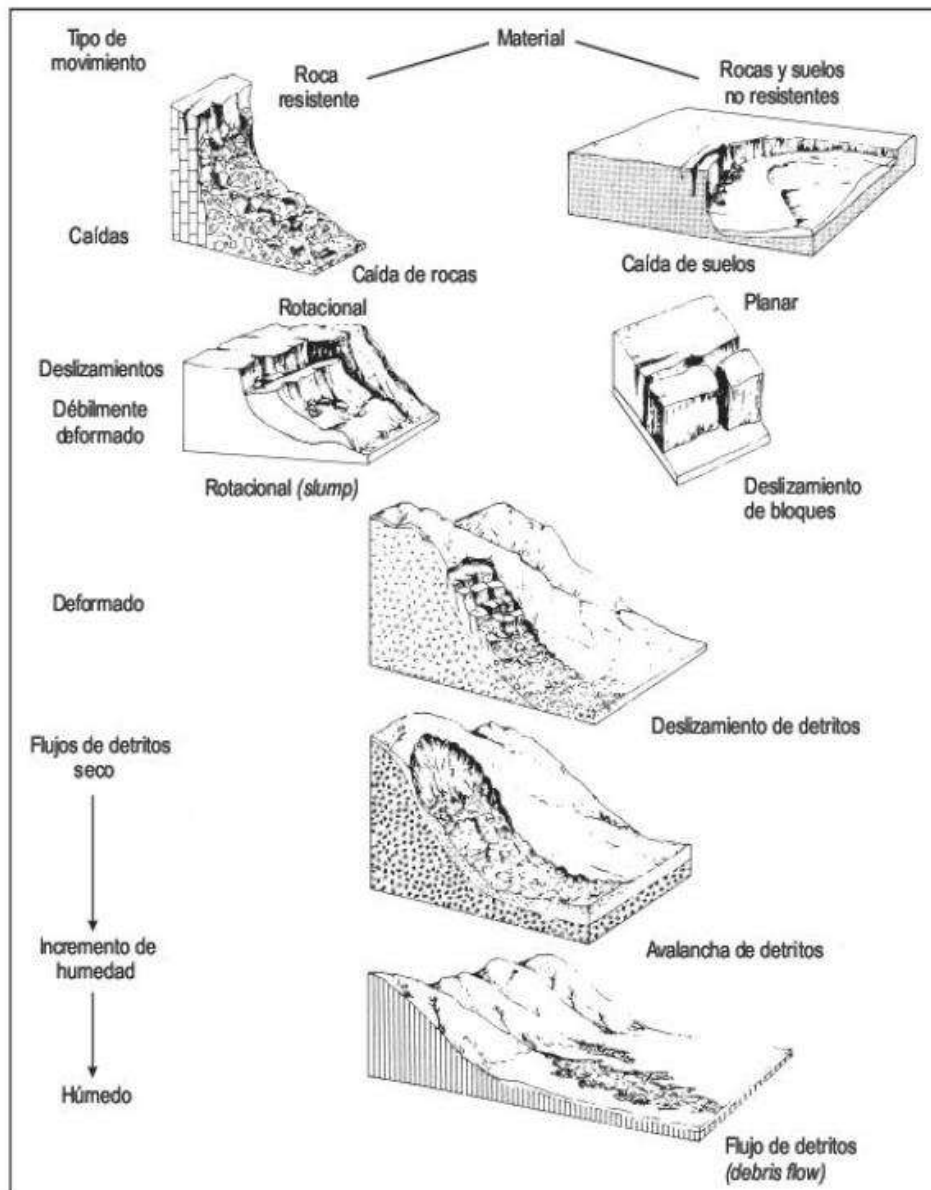


Figura 1. Clasificación de tipos de remoción en masa (Varnes, 1958)

Una clasificación más reciente, hecha por Keller y DeVecchio (2012), menciona que los PRM pueden ser clasificados según las siguientes variables:

- Mecanismo de movimiento,
- Tipo de material,
- Cantidad de agua presente,
- Velocidad.

Los PRM son fenómenos degradativos generados por factores detonantes como la precipitación y los sismos, y factores condicionantes que se pueden dividir en dos tipos, los factores pasivos y activos. Los factores activos son aquellos elementos que permanecen constantes y que constituyen la ladera como la litología, la estratigrafía, los elementos estructurales, condiciones topográficas, y condiciones climáticas; además los agentes activos se relacionan a aquellos elementos que pueden cambiar las condiciones de estabilidad de la ladera como la pérdida de soporte de forma natural y artificial (minas, explotación de acuíferos), la sobrecarga por saturación de agua en el suelo o por infraestructura, el aumento de las pendientes por acciones erosivas, y los sismos (Keller et al., 2012).

De acuerdo con el mecanismo de movimiento, los PRM se pueden clasificar en tres tipos (Tabla 1):

Tabla 1. Tipos de deslizamientos según su mecanismo de movimiento

Mecanismo	Tipo de PRM	Características
Caída	Caída de rocas	Desprendimiento de rocas en caída libre que puede acumularse en un talud.
	Vuelcos	Bloques cohesivos de material que se desplazan sobre una superficie curva; también llamados deslizamientos rotacionales.
Deslizamiento	Deslizamiento de suelo	Suelo y otros materiales que se deslizan sobre una superficie inclinada de roca o sedimentos cohesivos.
	Deslizamiento de rocas	Bloques de roca que se deslizan sobre una superficie plana, como una capa de roca sedimentaria o metamórfica.
	Avalancha	Flujo granular de una combinación de nieve, hielo, material orgánico, rocas, y suelo que se mueven rápidamente por la pendiente.
Flujo	Reptación	Movimiento lento de roca o suelo.
	Flujo de tierra	Masa deformada internamente de suelo o roca meteorizada parcialmente cohesiva y mojada.
	Flujo de detritos	Mezcla de roca, arena, lodo, y agua que fluyen fácilmente por la pendiente.
	Complejo	Combinación de dos o varios tipos de procesos.

Traducido de (Keller et al., 2012)

En las laderas, especialmente las inclinadas es donde los PRM se presentan, y se definen como la unidad geomorfológica que tiene una cierta inclinación y una parte alta con una baja, y se ha generado por diversos procesos, y existen tres modelos existentes que describen su evolución según lo descrito por Gutiérrez (2008): Davisiano, disminución paulatina de la pendiente de las laderas; Penckiano, socavación fluvial de la superficie; y el modelo de King donde las laderas retroceden paralelamente a sí mismas.

Gutiérrez (2008) define diferentes tipos de laderas, destacando los siguientes tipos: laderas de alta cohesión, constituidas por rocas y arcillas resistentes a los desplazamientos con pendientes de 40-50%, laderas de reposo controladas por bloques cuyo peso genera un control estructural en la ladera, laderas de lavado y reptación, que son aquellas que por acción del agua y el movimiento paulatino reducen la pendiente por debajo del ángulo de reposo.

Las laderas tienen diferentes formas y cambian según los procesos edafogénicos, Ruhe (1975) desarrolló una clasificación según la forma del perfil y la forma en planta para diferenciar las formas variadas que pueden presentar las laderas (Figura 2).

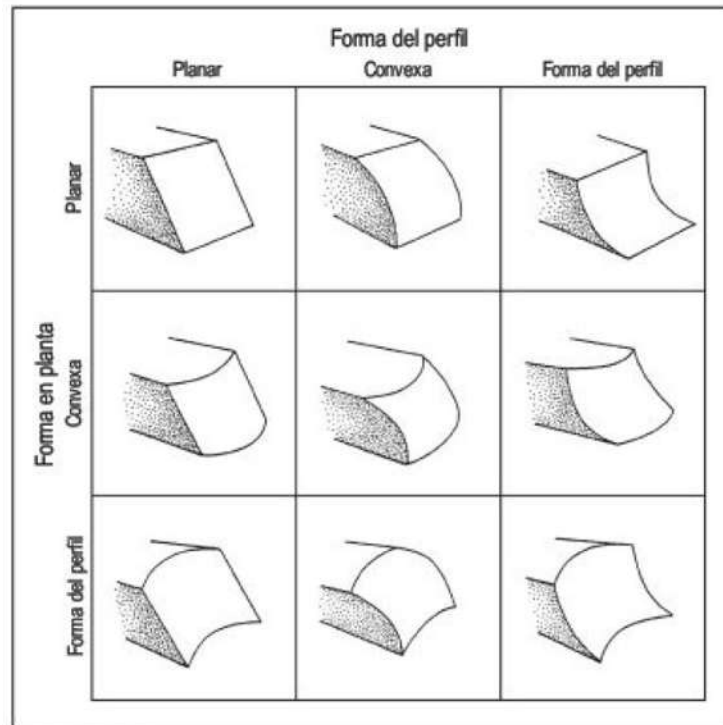


Figura 2. Modelos de ladera, (Ruhe,1975)

La caída de rocas es un PRM que consiste en el desprendimiento de fragmentos de una zona de debilidad de la roca involucrando diversos volúmenes de material que varían según el sitio y ocurren en un área y un intervalo de tiempo específico; el concepto de caída de roca abarca tres elementos principales: tiempo (frecuencia), espacio, e intensidad (volumen) (Varnes, 1984). No existe una definición clara respecto al volumen para delimitar entre caída de roca y avalancha, pero los registros mencionan que suelen considerarse como bloques individuales los volúmenes que varían entre 0.1 m³ hasta 10 m³, aunque se han registrado eventos hasta 300 m³ que se desplazan ladera abajo (Moya et al., 2010; Ferrero et al., 2011). Los PRM son los de mayor presencia dentro de áreas inhabitadas y trayectos de tráfico (Morel et al., 2015).

Los mecanismos de la caída de roca son simples y se desarrollan en las discontinuidades de la roca, consisten en el desprendimiento de un fragmento, caída

libre, rebote (impacta y vuelve a rebotar), rodamiento (Stoffel et al., 2010). El fragmento o bloque viaja a diferentes velocidades y alcanza diferentes distancias que varían en función a la energía cinética y potencial que posea (Moos et al., 2017). Los daños que causan son diversos y dependen del sitio donde se encuentren las zonas susceptibles, pero las principales afectaciones se presentan a la infraestructura, corredores de transporte y a la vida humana (Ferrari et al., 2017).

La caída de rocas consta de al menos tres zonas importantes donde se desarrolla este proceso: fuente o zona de desprendimiento, zona de tránsito, y zona de depósito (Figura 3). En base a esta zonificación es posible determinar hasta dónde podría clasificarse un área con peligro de caída de rocas, ya que la mayor parte de las afectaciones se desarrolla en la zona de tránsito, y es ahí donde es posible encontrar la mayor cantidad de árboles útiles para realizar muestreos dendrocronológicos.



Figura 3. Zonificación de la caída de roca desde su punto de desprendimiento. (Modificado de Dorren et al., 2007).

Las características de la caída individual de una roca son las discontinuidades preexistentes o nuevas en la roca madre debido a la estratificación de la roca, juntas y fracturas en combinación con las condiciones hidráulicas de saturación de la roca, foliación, y otros elementos desarrollados en la superficie topográfica, la reptación de la zona, deslizamientos, o caída directa del acantilado; dichos fragmentos se desplazan colina abajo rebotando o volando con trayectorias balísticas, o rodando

sobre la pendiente o por la pendiente de detritos (Frattini et al., 2008; Stoffel et al., 2017).

Existen diferentes tipos de factores detonantes de la caída de roca que pueden ser meteorológicos y dependen de la época del año, condiciones físicas de la roca (socavación de la roca por la erosión), sismos, incursión de vegetación en discontinuidades, procesos de gelación, derretimiento de nieve y permafrost (Gutiérrez, 2008). Por un lado, el factor meteorológico involucra variables como la temperatura y la precipitación, y tienen mayor correlación con la caída de roca dependiendo de la temporada del año (Zielonka et al., 2019). Por otro lado, el detonante sísmico tiene diferentes ondas de propagación y magnitudes que son capaces de inducir algún tipo de deslizamiento, entre los más comunes se encuentran: caída de roca, deslizamiento de roca, y láminas no continuas de suelo. Se ha documentado que los sismos de magnitud >7 disparan deslizamientos y caída de rocas hasta los 400 km de diámetro del epicentro. Los sismos con magnitudes entre 5-7 pueden disparar eventos hasta 15km del epicentro, dependiendo de la respuesta sísmica que se presente en la roca, además de las condiciones físicas y mecánicas que tenga el macizo rocoso (Keefer, 1984; Stoffel et al., 2019).

El estudio de la caída de rocas se ha realizado desde 1920 estudiando los mecanismos del fenómeno, mientras que las interacciones entre este evento y los efectos sobre los bosques se inició en 1980 como medida de protección entre la zona de tránsito y la deposicional (Dorren et al., 2007). La generación de conocimiento científico sobre la caída de roca se ha abordado desde diferentes metodologías para conocer las zonas de desprendimiento, trayectorias y energía del bloque desprendido (Lan et al., 2010), condiciones de la roca precedentes a un evento, reacciones ante onda sísmicas (Berryman, 2007), frecuencia de eventos (Moya et al., 2010; Franco et al., 2017), susceptibilidad ante la caída de roca (Blas-Stevens et al., 2012), relaciones entre climatología y la caída de rocas (Macciotta et al., 2017; Zielonka et al., 2019), pero es relativamente reciente este tipo de investigaciones, ya que en sus inicios se realizaban trabajos para comprender los eventos de caída de roca a partir de su observación y cuantificación en zonas de depósitos; sin embargo, los métodos eran limitados, ya que los registros recababan series de datos cortas que no aportaban información clave para realizar planes de prevención y mitigación (Hungry et al., 1999). Esta limitación se sufragó utilizando técnicas dendrogeomorfológicas, dado que esta herramienta permite la comprensión histórica con alta precisión temporal de éste y otros eventos. La clara comprensión de los eventos requiere el apoyo de otras ciencias para evaluar y determinar los mecanismos de funcionamiento de la caída de rocas, como la mecánica de rocas, sismología, climatología, biología, hidrología, etc. (Moya et al., 2010).

Los estudios dendrocronológicos relacionados con caída de roca se han enfocado en analizar diferentes fenómenos que describen los procesos que desencadenan los eventos, la manera en que se desarrolla la caída de roca y los factores detonantes. Por ejemplo, se ha estudiado la caída de roca desde una perspectiva física analizando su energía, donde la roca choca contra algún árbol liberando energía cinética cambiando su trayectoria, velocidad, y alcance (Jahn, 1988; Dorren et al., 2005; Dorren et al., 2007), otros estudios se enfocaron en la evaluación de las distancias de caídas (Holm et al., 2009), procesos de hielo y deshielo (Bachrach et al., 2004), presencia y relación de terremotos como detonante (Schneuwly et al., 2008; Stoffel et al., 2019).

Para comprender las trayectorias, velocidades, alcances horizontales y verticales se han desarrollado modelos en los que se describe a la energía cinética desde un punto de desprendimiento, mencionando que la roca pierde entre un 75-86% de la energía cinética adquirida después de que se desprende del macizo rocoso en el primer impacto (Evans et al., 2009). La comprensión de la caída de rocas es útil para el desarrollo de planes de urbanización, aptitud de tierras, y mapeo de zonas de peligro; no obstante, existen problemas para la obtención de datos, dado que no siempre se cuenta con registros de intensidad, frecuencia y distribución espacial de los eventos (Moya et al., 2010).

La caracterización de las zonas bajo peligro de caída de roca y otros PRM involucra comprender las condiciones climatológicas, geológicas, actividades antropogénicas, historia ambiental, y las características topográficas (Stoffel et al., 2008). La caída de roca es centralizada y puede abarcar una superficie limitada, por lo que el uso de modelos digitales de elevación de baja resolución no permite visualizar de manera detallada el terreno (Lan et al, 2010). Por ello, se hace uso de sensores remotos de tipo LIDAR (*Light Detection And Ranging*) que brindan una distribución de altitudes y superficies terrestres a mayor detalle, permitiendo caracterizar topográfica y geomorfológicamente el sitio de estudio. Debido a que las imágenes LIDAR brindan una representación tridimensional a base de puntos a una resolución desde 0.1m hasta 1m y que es tomada desde el vuelo de un avión, aunque existen otros que van desde 0.05-0.10 m en los LIDAR terrestres (Yang et al., 2013).

La comprensión del comportamiento de los árboles sujetos a efectos de un evento geomorfológico se basa en el concepto de proceso-evento-respuesta desarrollado por Shroder (1978). Este concepto indica que un proceso geomorfológico generará un evento (afectación) que tendrá una respuesta en el árbol, la cual, por medio de un mecanismo biológico habrá de restaurar las heridas o afectaciones ocasionadas por el proceso (Figura 4).

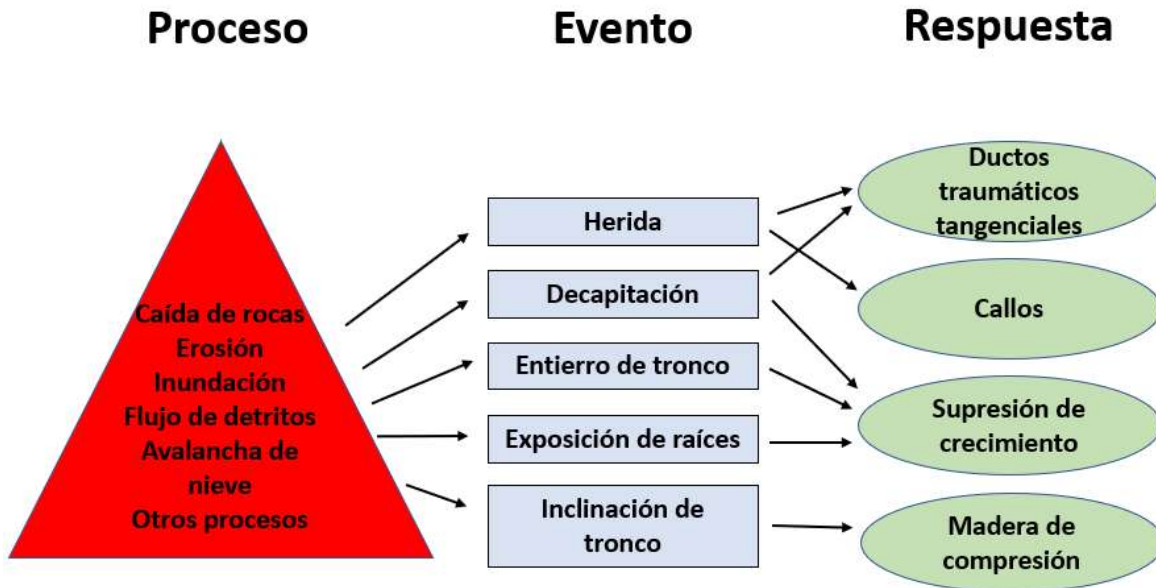


Figura 4. Esquemización del concepto proceso-evento-respuesta (Traducido de Shroder, 1978)

Desde el punto de vista de la dendrogeomorfología los estudios requieren de la toma de muestras de árboles que tengan señales de haber sido afectados por procesos geomorfológicos, como cicatrices de impacto, decapitación, exposición de impacto directo, entierro parcial del tronco y deformación del tronco (Franco et al., 2017), ya que con esos precedentes se puede inferir que se encontrarán respuestas con las que se puedan identificar los años que hayan sido afectados por dicho evento.

Un problema existente en la identificación de eventos de caída de roca radica en la capacidad que tiene el árbol para sanar las heridas por medio del sobrecrecimiento de tejidos; en el caso de heridas pequeñas, éstas pueden ser sanadas en unos pocos años según la especie del árbol (Schweingruber, 1996). El tamaño de las heridas es un factor determinante para la reconstrucción de eventos de caídas de rocas, si la herida es pequeña, el árbol puede ocultar dicho evento rápidamente y ser parcialmente visible en sus anillos; cuando la herida cubre menos del 5% de la circunferencia, cuatro de cinco golpes son ocultados; en cambio, cuando la herida cubre más del 15% de la circunferencia, los eventos se identifican con mayor facilidad (Gsteiger, 1989).

Otro factor que debe ser considerado es el tiempo ocurrido entre el impacto y el análisis. Lafortune et al. (1997) determinaron que no solamente se debe de hacer una selección de árboles para el muestreo a partir de las cicatrices visibles en el tronco; ellos creen que cicatrices mayores a 80 años podrían haber sido ocultadas en su totalidad y ya no son visibles en el exterior. Bajo esta premisa, las

investigaciones basadas en la evaluación de impactos visibles podrían conducir a una sobre estimación de impactos, excepto cuando se cuenta con una validación de datos por medio de métodos cuantitativos.

Los procesos geomorfológicos se comportan de manera distinta según las características topográficas del sitio y de las condiciones vegetales de la ladera, de tal forma que los diferentes procesos afectan de formas específicas a su entorno y a los árboles. Por ello, Moya et al. (2010) describen la manera en que los PRM afectan el sitio donde se desarrolla el evento explicando cuáles y dónde se encuentran los árboles dañados (Figura 5). Ellos resaltan la localización de los árboles que pueden presentar daños y mostrando de qué manera deberán ser seleccionados para el muestreo y obtener evidencias del proceso. Las características de la acción del evento determinan sus trayectorias y fronteras y con ello los árboles dañados. Para el caso del flujo de detritos y el abanico de detritos existen fronteras bien definidas, mientras que para el caso de la caída de rocas se presenta una distribución aleatoria de individuos dañados.

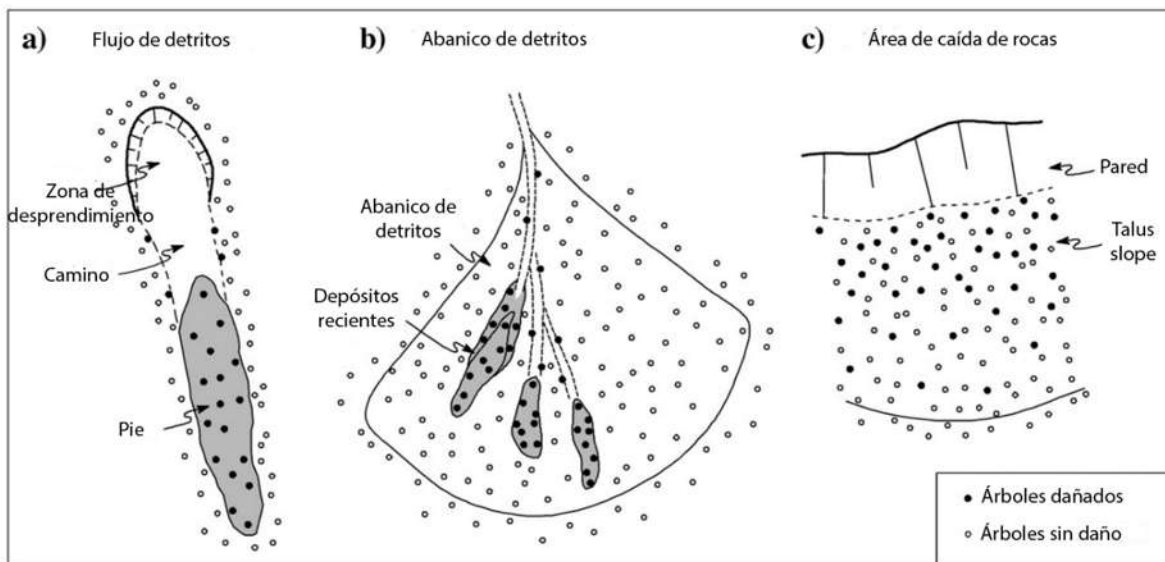


Figura 5. Muestreo dendrocronológico de acuerdo al PRM (Traducido de Moya et al., 2010)

Antecedentes

Generales

Las primeras observaciones de anillos de árboles se realizaron en el siglo IV antes de Cristo en Grecia, donde se reconoció que al paso de un año se formaba un anillo y que los anillos sólo se formaban en ciertos tipos de árboles y climas. Durante 400 años se llevaron a cabo observaciones relacionadas con la datación de la edad de los árboles, y fue da Vinci quien notó una relación entre el clima y el crecimiento del árbol. En el siglo XIX se comenzó a analizar otros factores que afectaban el crecimiento de los árboles, que en conjunto con los estudios biológicos de diferentes especies permitieron determinar que la competencia, la reacción de la madera ante procesos externos, el estrés al que puede ser sometido un individuo pueden generar diferentes respuestas de crecimiento de los anillos del árbol (Speer, 2010) .

Fue hasta inicios del siglo XX cuando Andrew E. Douglas generó y determinó las relaciones existentes entre el clima y el crecimiento de los anillos de los árboles, y gracias a sus múltiples aportaciones se le considera el Padre de la Dendrocronología (Fritts, 1976).

Douglas inició su carrera en el Observatorio del Colegio de Harvard, y en 1894 viajó a Flagstaff, donde se convirtió en director del Observatorio Astronómico de Lowell direccionando sus estudios hacia los árboles y las relaciones existentes con la radiación solar. Sus primeros estudios sobre dendrocronología datan de 1904, cuando al tomar diferentes secciones de madera de un granero y examinar los anillos que se encontraban en su estructura, notó la existencia de patrones de crecimiento en algunos anillos, observando que algunos eran más delgados que otros, y al tomar muestras de otros lugares se percató que el mismo patrón se repetía en otros sitios. Él concluyó que el árbol de ambos sitios había sido cortado en 1894, sorprendiendo al dueño de las tierras porque confirmó la fecha de corte, y fue hasta 1911 cuando supo el verdadero significado y las relaciones entre los patrones de los anillos en ambos sitios. Utilizando técnicas de *crossdating* con muestras de una zona similar, localizada a 81km pudo identificar que estos patrones de crecimiento se debían al efecto del clima sobre estos árboles (Fritts, 1976).

La técnica *crossdating* es una de las aportaciones de Douglas a la dendrocronología, la cual permite identificar el año exacto en que se generó cierto anillo. El único requerimiento para realizar dicha técnica es tener el año en que fue cortado un árbol para determinar los patrones de crecimiento de los anillos y poderlos comparar con los de la muestra sin fecha de corte. Entonces, con las coincidencias en ambas muestras es posible encontrar una fecha exacta ligada a

un anillo o patrón. La segunda aportación de Douglas fue que los patrones de ancho de anillo representan una evidencia de las condiciones ambientales de la región. A partir de esta conjetura se planteó la idea de poder recrear las variaciones de la radiación solar siglos atrás (Fritts, 1976).

Para el caso de la dendrogeomorfología, quien usó por primera ocasión el término fue Alestalo (1971), quien con este término se refirió a la integración de la Geomorfología y la Dendrocronología. En su obra, definió el concepto, la metodología, los objetos de estudio, y las técnicas básicas de análisis de datos. Lo cual sentó las bases para que los procesos geomorfológicos pudieran ser datados con alta resolución temporal a partir de evidencias grabadas en los patrones y señales de crecimiento de un árbol afectado por un proceso. Esta estrategia permitió reconstruir el pasado por medio de los patrones de los anillos de crecimiento (Strunk, 1997).

Posteriormente, Shroder (1978) y Butler (1987) describieron los principios básicos de la dendrogeomorfología, así como los procesos geomorfológicos de estudio y los mecanismos de respuesta que tienen los árboles al ser afectados por algún proceso específico, es decir, cómo el árbol reaccionará ante ciertos daños y cómo sanará las heridas ocasionadas por el proceso geomorfológico. Además, se menciona la importancia de este tipo de estudios, recomendaciones durante el muestreo, técnicas de laboratorio, y las aplicaciones de esta ciencia para la planeación territorial.

Antecedentes a nivel mundial

El primer trabajo publicado en el mundo sobre el análisis de caída de rocas por medio de técnicas dendrocronológicas fue hecho en el oeste de la Columbia Británica, por Moore y Mathews (1978), quienes reconstruyeron la avalancha de rocas en Rubble Creek, a 34 km al norte de Squamish. Posteriormente los trabajos en Canadá y alrededor del mundo se realizaron utilizando cortes transversales de árboles caídos y derrumbados para su análisis; sin embargo, debido a la protección de los bosques en muchos países se ha optado por utilizar núcleos extraídos por medio de taladros de Pressler (Stoffel M. , 2006).

Entre los casos de estudio recientes, se puede mencionar el de Zielonka y Wrońska-Wałach (2019), quienes realizaron un estudio dendrogeomorfológico en las montañas de Tatra, Polonia. Ellos analizaron la caída de rocas en laderas cubiertas de bosques, mencionando que en este tipo de ecosistema y características topográficas es posible encontrar señales en los árboles con alta precisión de la caída de rocas desencadenadas por procesos de congelación, presencia de agua

en grietas del escarpe, y precipitación. La especie muestreada fue el *Picea abies* L. *Karst* y se identificaron las señales por métodos cualitativos y cuantitativos, que consistían en identificar anomalías anatómicas y la medición del ancho de anillo. Las anomalías anatómicas más comunes encontradas fueron callos y ductos resiníferos tangenciales. Se obtuvo una cronología de 162 años en donde se identificaron 703 señales de caída de roca con las que se identificaron la intensidad y la frecuencia de la caída correlacionándolas a eventos climatológicos. Concluyendo que el cambio climático ha aumentado la frecuencia en la caída de rocas, siendo la precipitación el principal detonante del proceso en la zona.

Franco et al. (2017) determinaron la distribución temporal y espacial de caída de rocas en la pendiente del valle de La Teta en el talud noroeste del volcán del Perote con *P. hartwegii*, encontrando 108 anomalías de crecimiento que correspondieron a supresiones abruptas de los anillos, madera de reacción y callos, las cuales se relacionaron con datos de precipitación y sismos. El periodo cronológico de análisis fue de 1780 a 2011, donde del total de eventos recreados, la mitad de ellos se desarrollaron en los últimos 50 años. Tres de cada diez eventos se relacionaron con sismos de magnitud mayor a 6; y la mitad coincidieron años de abundante precipitación, tales como 1995, 1998, 2005 y 2011.

Delonca et al. (2014) realizaron modelaciones para determinar las correlaciones entre condiciones climatológicas y caída de rocas en tres sitios diferentes en Francia, validando los resultados con una base de datos de caída de roca. En este trabajo se menciona que las precipitaciones acumuladas de al menos cinco días pueden detonar la caída de roca, aunque lluvias torrenciales en dos días son capaces de generar un evento en la zona estudio. Además, los procesos de congelación y deshielo a partir de temperaturas menores a 0° pueden ocasionar caída de roca con un retraso de hasta dos días.

Trappmann et al. (2013) realizaron la reconstrucción de eventos de caída de roca para dos periodos que se extienden hasta 1920 y 1893 a partir de 97 y 71 árboles/ha con edades promedio de 115 y 135 años. Mencionan que el número de muestras es importante, así como la edad de los árboles que hayan sido muestreados para lograr obtener una certeza sobre la reconstrucción de eventos. Además, también se menciona que las características de las heridas presentes en los árboles muestreados son clave para la obtención de señales, tanto recientes como pasadas de los impactos recibidos por los árboles.

Moya et al. (2010) estudiaron la caída de rocas en Solà d'Andorra, al este de los Pirineos, separando dos secciones del escarpe, y a su vez dividiéndolos en una sección alta, media, y baja para realizar el muestreo. Se obtuvieron datos recopilados por el gobierno local sobre la cantidad de bloques desprendidos, trayectorias, y volúmenes que sirvieron como información de apoyo para validar los

datos de los eventos obtenidos por medio de técnicas dendrocronológicas, y se compararon con series de datos climatológicas para determinar la correlación la caída de rocas. Los resultados muestran que los eventos más recientes se relacionan a periodos de alta precipitación, mientras que los eventos más antiguos se relacionan con procesos de deshielo de los acantilados. Se resalta la importancia de generar planes de mitigación y prevención ante este peligro, ya que existen casas a unos escasos metros del acantilado, aunque se cuenta con una protección de barreras de mallas ancladas a las paredes puede existir un evento de magnitud alta que sobrepase la capacidad de retención y pueda causar daños a la población.

Existen problemas variados dentro de los estudios dendrogeomorfológicos para la generación de datos que puedan ayudar a la prevención de daños debido a caída roca, por lo que se han desarrollado trabajos que buscan predecir la trayectoria de las rocas. Un caso de este tipo de estudio se realizó en la Cordillera de los Andes chilenos a 450km de Santiago por medio de una modelación a partir de evidencias espaciales y volumétricas del sitio. Holm y Jakob (2009) diferencian una avalancha de caída de rocas de un fragmento de roca desprendido por medio del volumen desplazado, cuyo límite es a partir de un volumen de 10m^3 . En este mismo trabajo analizaron los ángulos de los caminos que permanecieron en campo y se contaron los bloques observados en fotografías aéreas, y la base de datos fue colocada a un modelo tridimensional de ArcGIS (RockFall Analyst) y uno bidimensional (RocFall) para identificar las diferencias existentes entre ambos modelos insertando diferentes parámetros según el tipo de modelo; la calibración se realizó por medio de un MDE comparado con las evidencias observadas en campo.

Schneuwly y Stoffel (2008) determinaron la distribución temporal de caída de rocas en un escarpe del bosque Schilt, cercano a Saas Balen, Alpes Franceses, donde por medio de núcleos y secciones transversales de 191 árboles dañados se identificaron evidencias de caída de rocas. Este sitio ya había sido catalogado desde el siglo XVIII como una zona de peligro, puesto que era llamado *Steinschlagwald*, que significa bosque de rocas caídas. Normalmente los volúmenes de caída son inferiores a 1m^3 , pero en la parte baja de la zona se tienen bloques de hasta 50m^3 . Las zonas de desprendimiento han tenido repoblación de árboles generando una mayor protección de las estructuras ante posibles impactos; sin embargo, existen casas que se encuentran a distancias de hasta 50m de algún fragmento depositado, colocando a la población en una zona de riesgo. Por medio de las respuestas presentes en las muestras se determinaron 2057 anomalías de crecimiento, que dieron un total de 755 eventos reconstruidos en un periodo de 50 años.

Perret et al. (2006) realizaron la reconstrucción de caída de roca en Zchwarzenberg, Suiza, utilizando la metodología de *rockfall rate* propuesta por Stoffel et al. (2005), la cual consiste en dividir el número de heridas registradas en el año “n” sobre el

diámetro del año “n” de todos los árboles. Las condiciones para llevar a cabo esta metodología constan de un proceso específico desde el muestreo, ya que es necesario contar con rodajas de los árboles muestreados, en su estudio utilizaron al menos una sección transversal por cada 33 árboles. Este índice consta de conocer el número exacto de anillos hasta el centro del árbol, número de heridas registradas por año o década, y diámetro a la altura del pecho; con estos valores es posible determinar el *rockfall rate*. No obstante, es recomendable que, para determinar este índice, el área de estudio solamente sea afectado por la caída de rocas.

Stoffel et al. (2005) estudiaron un bosque protegido en Täschgufer, Alpes Suizos, en el frente oeste de la pendiente, que contiene diferentes zonas de fractura en la roca y se localizaron la mayor parte de caída de rocas en elevaciones de 2300-2600 m.s.n.m. analizando dos depósitos de rocas separadamente. A partir de los árboles de referencia se pudo separar las anomalías de crecimiento provocadas por la caída de rocas de las fluctuaciones climatológicas. Se definió un momento en que el bosque fue fuertemente afectado por un evento de magnitud alta, ya que se compararon arboles localizados en una frontera que marcaba el alcance del evento histórico, e identificaron que existió una recolonización posterior de árboles. Se identificaron 786 anomalías de crecimiento, exceptuando los ductos resiníferos tangenciales debido a que pueden ser producto de otros procesos, como el viento, clima, insectos, desgaste, etc.

Antecedentes locales

Históricamente, Canadá ha presentado diferentes eventos sísmicos que han sido representativos y narradas en las historias habladas de las Primeras Naciones, y aquellos eventos de la historia contemporánea del país. Uno de los eventos más antiguos documentado, fue un sismo reportado en 1700 con epicentro en la Isla de Queen Charlotte, el cual fue debido a la actividad de la falla que atraviesa la isla con una magnitud estimada de 9° Richter, generando deslizamientos en la región, e incluso tsunamis en Canadá y Japón. Algunos relatos de los pueblos de las Primeras Naciones mencionan que diferentes poblados fueron destruidos por el sismo e incluso hubo inundaciones asociadas (Natural-Resources-Canada, 2018). En cuanto a la historia del siglo pasado, fue en la CB donde se presentó el evento de remoción en masa más importante, ya que dejó 54 muertos en la mina de Jean Camp el 22 de marzo de 1915, la cual fue destruida a causa de una avalancha de rocas (Geological-Survey-of-Canada, 2015).

La costa de la provincia de la CB se encuentra en constante movimiento por la zona de subducción de Cascadia y ha tenido 64 sismos importantes registrados desde 1700-2006. La distribución de los sismos en la costa oeste de Canadá presenta una alineación en el mar que está ligada a la zona de subducción, donde la Isla de Vancouver y la Isla Queen Charlotte son los sitios donde históricamente se han presentado los sismos de mayor intensidad (Figura 6).

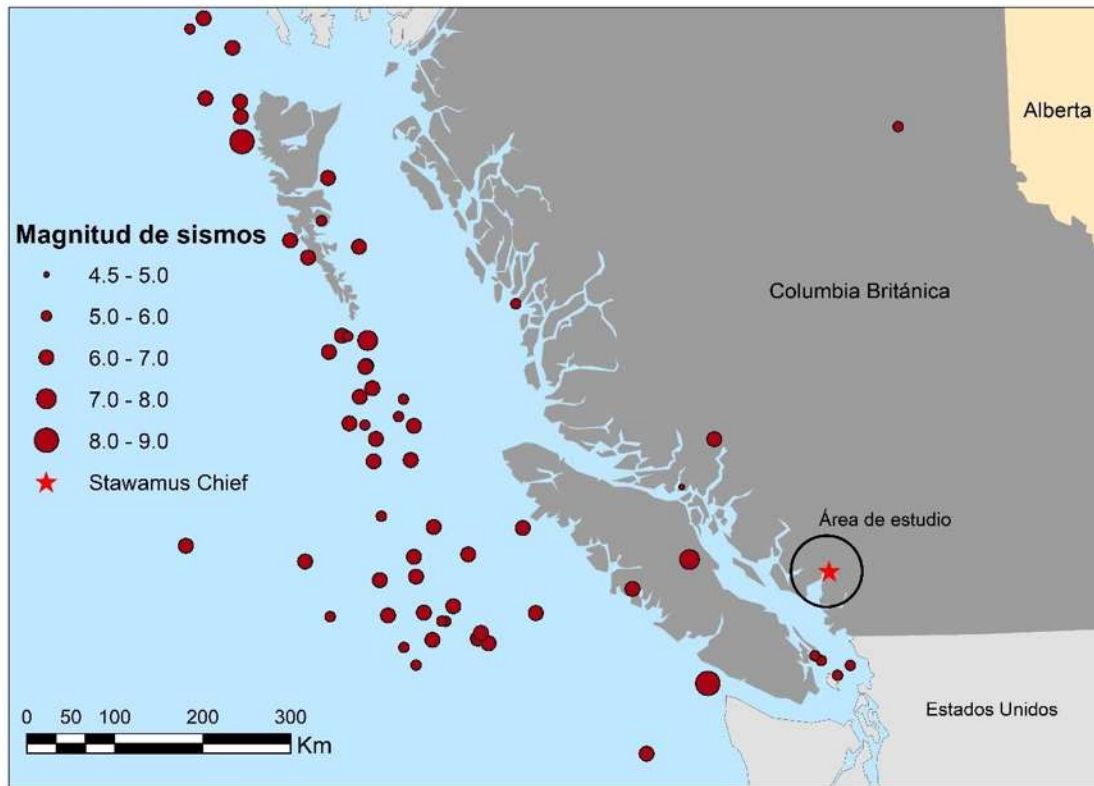


Figura 6. Sismos significativos en CB (Government-of-Canada,2019)

Macciotta et al. (2017) desarrollaron un estudio en la carretera 99 donde describen el número de caída de rocas por cada milla, donde mencionan que las evaluaciones de peligros se realizan respecto al volumen de roca desplazada al momento del evento con diferentes métodos: revisión de volumen mediante trabajo de campo, estimación y observación directa, y por fotointerpretación. En diferentes investigaciones donde se realiza la evaluación de PRM por medio de modelos, las condiciones del cambio climático no son incluidas, las cuales son de suma importancia debido a que este fenómeno ha incrementado la frecuencia de los PRM. Los autores mencionan las relaciones y los periodos importantes donde se presenta la mayor cantidad de caída de roca a través de la carretera 99, indicando las zonas

que tienen mayor susceptibilidad a presentar caída de roca y obteniendo diferentes valores de frecuencia de eventos en base a diferentes métodos estadísticos.

Macciotta et al (2017) determinaron las relaciones existentes entre la caída de roca de la carretera 99 y la precipitación, donde se menciona que un evento puede ser detonado a partir de una precipitación de 50 mm, el cual representa el 3% de la precipitación total anual a lo largo de la carretera 99. La modelación de la correlación se basó en datos de los meses secos y las bases de datos de caída de roca; los momentos claves para su estudio se desarrollaron en marzo y en noviembre, ya que son los meses donde existen picos importantes en la distribución de la lluvia.

En Canadá existe un limitado número de trabajos sobre modelamiento de la susceptibilidad a deslizamientos, los cuales han sido enfocados hacia los ductos que transportan hidrocarburos, deformación superficial del terreno en conductos enterrados, y sobre la susceptibilidad sobre la estabilidad de laderas

En Canadá existen limitado número de trabajos sobre modelamiento de susceptibilidad a deslizamientos, y los que existen se han desarrollado a lo largo de infraestructura crítica como ductos que transportan hidrocarburos (Riopel et al., 2006; Couture et al., 2008; citado de Blais-Stevens et al., 2012) y sobre la deformación superficial del terreno de conductos enterrados (Leir et al., 2004; citado de Blais-Stevens et al., 2012), y sobre la susceptibilidad a flujos de detritos entre Horseshoe Bay y Squamish utilizando un modelo de susceptibilidad sobre la estabilidad de laderas y valores críticos de precipitación como factor detonante (O'Connell et al., 2005; citado de Blais-Stevens et al., 2012). Blais-Stevens et al. (2012) desarrollaron mapas de susceptibilidad ante flujo de detritos y caída de roca, incluyendo avalancha de roca, comparando dos diferentes métodos de obtención de mapas, método cualitativo heurístico y método *fuzzy*, donde asignaron diferentes pesos a las capas involucradas en el proceso de análisis (tipo de roca, pendientes, orientación de laderas, unidades de superficie). Los resultados obtenidos fueron que, para esta zona de estudio, ambos métodos ofrecen productos similares entre sí, obteniendo mapas de susceptibilidad correctos debido a la validación de los datos históricos de deslizamientos de la zona. Además, el mapa de susceptibilidad de caída de roca concuerda con una alta probabilidad de eventos en el escarpe noroeste del parque provincial Stawamus Chief, aunque no se incluyeron los factores detonantes climatológicos ni geológicos (fallas).

Lan et al. (2010) relizaron un trabajo en las vías ferroviarias canadienses (CN), donde determinaron las posibles trayectorias de los bloques de roca desprendidos en el tramo de la milla 8.8 a 9.9 localizadas al sur de la CB por medio de modelamiento, ya que en el sector se tienen reportes de 1000 eventos peligrosos. En otros tramos, las vías del Pacífico (CP) se han documentado 2 500 eventos. Se modelaron un total de 3000 posibles trayectorias realizadas en base a un modelo

LIDAR con resolución de 1 m, datos de cobertura vegetal, y rocas. Se delimitaron tres zonas con diferente grado de peligrosidad según las velocidades de caída (54 m/s, velocidad máxima) y la altura de rebote (42m de altura máxima). En las Rocallosas Canadienses se presenta un periodo de mayor frecuencia de caída de rocas, el cual está ubicado entre noviembre y marzo, estos eventos se relacionan con los procesos de hielo y deshielo en las montañas generando el desprendimiento por la falta de soporte aglutinante de los bloques frágiles.

Blais-Stevens y Hungr (2010) determinaron la existencia de seis tipos de PRM en la carretera 99: caída de rocas, avalanchas de rocas, deslizamiento de rocas, caída de detritos, flujo de detritos, y deslizamientos marinos. A partir de la localización y el tipo de PRM en la carretera 99 se realizaron obras de mitigación; gracias a estas medidas se ha tenido saldo nulo de muertes debido a deslizamientos desde 1990. Los eventos de gran magnitud y poca frecuencia siguen siendo un peligro constante para el corredor, tal es el caso de los eventos ocasionados en *Jane Creek*, *Cheekye Fan* y *Rubble Creek*. Entre 1855 y 2007, en la carretera 99 entre *Horseshoe Bay* a *Cheakamus River*, 53km de longitud, se han presentado 154 PRM, donde la caída de rocas representa el proceso con mayor presencia en el área con 75 eventos (Figura 7).

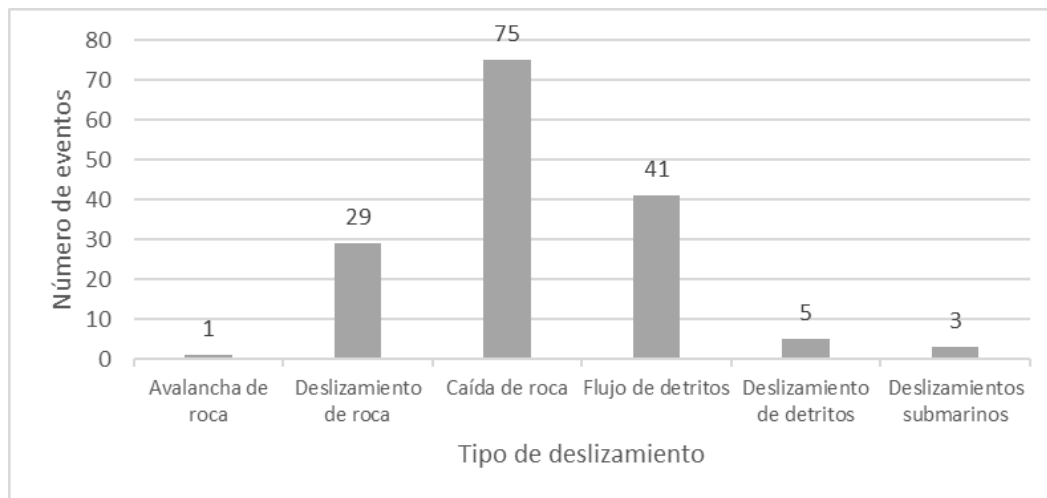


Figura 7. Deslizamientos en la carretera 99 ocurridos en el periodo de 1855-2007 (Traducido de Blais-Stevens et al., 2008).

Caracterización biofísica del área de estudio

Área de estudio

Canadá está dividido en trece provincias con una extensión territorial de 9,843,340 km² (ESRICanadaEd, 2013) y una población total de 35,151,728 habitantes al 2016 (Tabla 2).

La altitud en Canadá oscila entre los 0 y los 5965 m.s.n.m. (montaña Logan, provincia del Yukón). El clima es extremo, ya que las temperaturas oscilan entre -63° a 45° C. Todo el territorio canadiense es propenso a presentar eventos de deslizamientos, pero las zonas con mayor ocurrencia son la Cordillera de la Columbia Británica, Yukón, Alberta, y la provincia Apalache de Quebec (Clague et al., 2010).

La provincia de la Columbia Británica se encuentra en la costa suroeste del país colindando con la frontera de Estados Unidos. Cuenta con 190 municipios y áreas no incorporadas, y 29 distritos regionales (Columbia, 2019). Dentro de las estadísticas generadas por el gobierno se tienen encuestas poblacionales anuales, la población para el 2016 fue de 4,648,055 habitantes (Tabla 2) según el censo de ese año realizado por el departamento de *Statics Canada* (2020).

Tabla 2. Censos poblacionales (*Statics Canada, 2020*)

	2006	2011	2016	% cambio 2006-2016
	Población			
Canada	31,612,897	33,476,688	35,151,728	11.2
Newfoundland and Labrador	505,469	514,536	519,716	2.8
Prince Edward Island	135,851	140,204	142,907	5.2
Nova Scotia	913,462	921,727	923,598	1.1
New Brunswick	729,997	751,171	747,101	2.3
Quebec	7,546,131	7,903,001	8,164,361	8.2
Ontario	12,160,282	12,851,821	13,448,494	10.6
Manitoba	1,148,401	1,208,268	1,278,365	11.3
Saskatchewan	968,157	1,033,381	1,098,352	13.4
Alberta	3,290,350	3,645,257	4,067,175	23.6
British Columbia	4,113,487	4,400,057	4,648,055	13
Yukon	30,372	33,897	35,874	18.1
Northwest Territories	41,464	41,462	41,786	0.8
Nunavut	29,474	31,906	35,944	22

La provincia de la Columbia Británica tuvo una tasa de incremento demográfico que oscilaba entre los 7-10% anual hasta mediados de la década de 1910, y después de esta década, la tasa descendió, solo presentó un incremento de 3% hasta hoy en día.

El distrito regional de Squamish-Lillooet es atravesado por la carretera 99 y está dividida en cuatro distritos: Distrito de Lillooet, Villa de Pemberton, Municipio Resort de Whistler, y el distrito de Squamish. La zona de estudio se encuentra dentro del distrito de Squamish (zona D) y tiene una densidad poblacional de 189 hab/km², con una población de 19,893 habitantes para 2016 y abarca un área total de 106 km² (Government-of-Canada, British Columbia, 2019).

Squamish se encuentra en la Región Forestal Costal del Sur en el Distrito *Sea to Sky*, la cual fue clasificada así en 1920 y cubre un área de 165,000 km² y está delimitada al este por las regiones de *Coast Mountain* y *Cascade Ranges*, al sur con Washington, al norte con Alaska, las islas de *Queen Charlotte*, y las Islas de Vancouver (Ministry-of-Forest, Lands-and-Natural-Resources-Operation , 2019).

La carretera 99 atraviesa la zona de sur a norte. La carretera fue construida a finales del siglo XIX y es la arteria norte-sur de transporte más importante del oeste de Canadá, y recorre desde la frontera de los Estados Unidos hasta *Howe Sound* conectándose con la carretera TransCanada #1 y la carretera 97 al norte de *Cache Creek*. La carretera fue pavimentada en 1966, siendo de un solo carril por sentido y aumentando su longitud durante la década de 1970. Se caracterizó por ser un camino con elevado número de accidentes debido a las velocidades que alcanzaban los automovilistas. Con el fin de incrementar la conectividad entre Vancouver y Whistler, durante los juegos olímpicos de 2010 se hizo renovación mejorando su trazo, y consecuentemente se redujo el nivel de peligro para los visitantes de la autopista (TransCanada-FoundLocally-Inc., 2019). La renovación tuvo un costo de \$775 millones de dólares canadienses. Dentro de la carretera 99 se encuentra el corredor turístico llamado *Sea-to-Sky*, el cual tiene una longitud de 135km, el cual inicia en *Horseshoe Bay* y termina en *Pemberton*.

En el corredor de transporte Kamloops-Lillooet de la carretera 99 tiene gran importancia morfológica. En él se presentan eventos de desprendimiento de rocas en pendientes pronunciadas, flujos torrenciales y de detritos, y deslizamientos en las partes bajas de los taludes. La provincia de la Columbia Británica invirtió \$10 millones de dólares por año para prevenir y mitigar los problemas existentes en el corredor de *Howe Sound-Lillooet*, el cual va de Vancouver a Lillooet. Existen dos periodos al año donde se presentan la mayor ocurrencia de caída de rocas en la carretera, los cuales se asocian a acciones antropogénicas y naturales. El primer periodo se presenta de febrero a marzo, mientras que el segundo inicia en octubre y termina en noviembre, debido a la precipitación y deshielo (Hung et al.,1999).

El muestreo dendrocronológico se realizó en el parque provincial Stawamus Chief, específicamente, en el escarpe noroeste que se encuentra cercano a la localidad de Squamish con latitud norte $49^{\circ}32'0.5''$ y longitud oeste $129^{\circ}14'12''$ (Figura 8). Squamish se encuentra a 63.5 km de Vancouver por la carretera 99. Además, es importante mencionar que el escarpe se encuentra a 400 m del poblado Valleycliffe (Figura 8 y Figura 9).

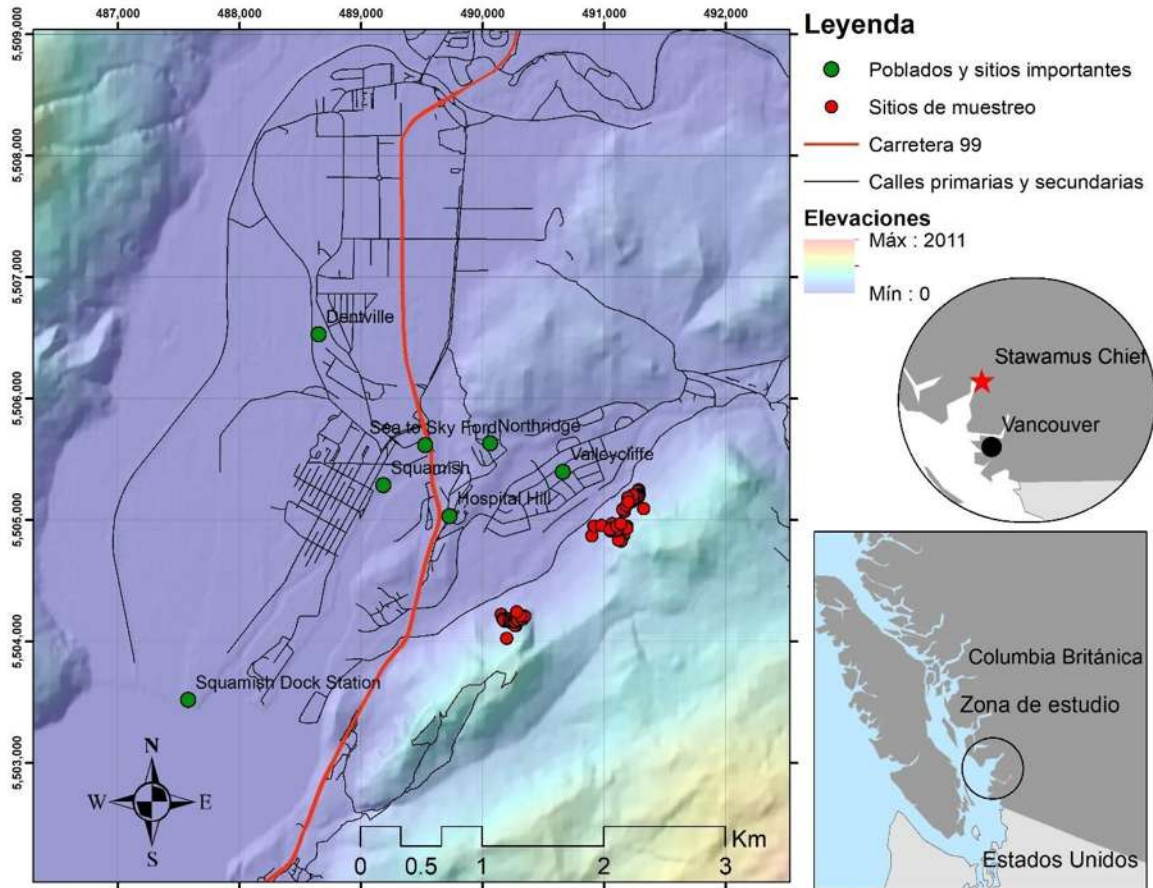


Figura 8. Ubicación del área de estudio



Figura 9. Vista de la zona de estudio desde Valleycliffe

El parque provincial Stawamus Chief tiene un área de 530 hectáreas y 2 hectáreas de área protegida, las cuales fueron definidas así el 28 de julio de 1997 y el 25 de junio 2012, respectivamente. El macizo rocoso es uno de los más grandes a nivel mundial y está compuesto de monolitos de granitos y sirve como hábitat del halcón peregrino. Las actividades que se pueden realizar en el parque, según el mapa turístico de la provincia son: a) caminatas, b) escalada en roca, y c) campamentos (Figura 10). Existen tres picos que pueden ser escalados enumerados del uno al tres, cuyas trayectorias horizontales y verticales son las siguientes: 1.5 km con 540 m, 1.7 km y 590 m, y 1.8 km con 630, respectivamente (Government-of-Canada, British Columbia, 2019).

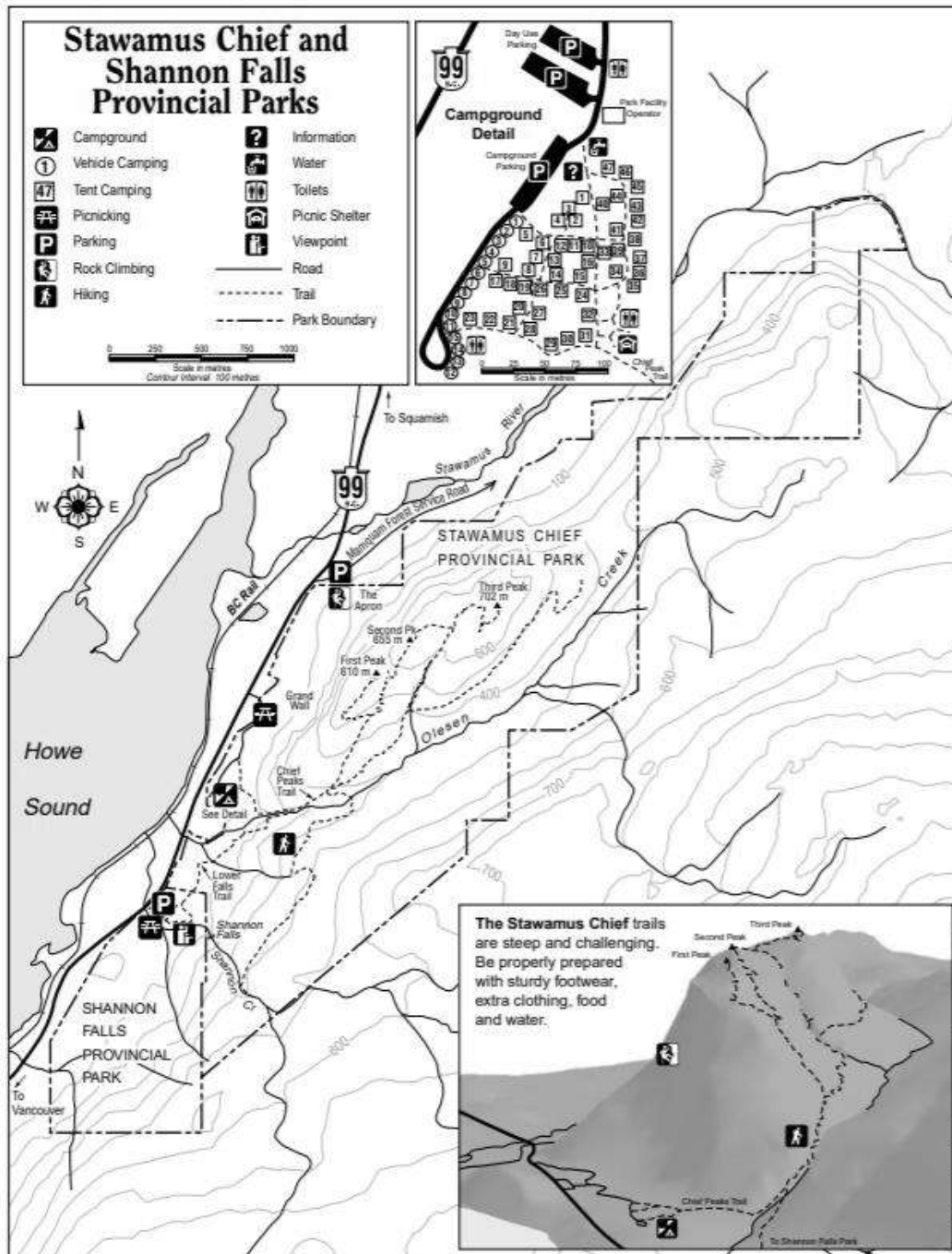


Figura 10. Parque provincial Stawamus Chief y Shannon Falls (Government-of-Canada, British Columbia, 2019)

Otros poblados cercanos a Squamish son Brackendale (11km al norte), Cheekye (16km al norte), Whistler (59km al norte) Valleycliffe (3.8km al oeste), Dentville (2.5km al norte). Además, cuenta con otros parques provinciales como la Montaña Garibaldi, Lago Alice, Rubble Creek, Murrin, Tantalus, Brandywine.

Topografía

La topografía del sitio está caracterizada por elevaciones que van desde los 0 a 695 m.s.n.m.; el terreno cuenta con pendientes que varían entre 0° a 90° (Figura 11). Las pendientes en el área de muestreo de árboles varían entre los 25 y 60° (Figura 11). Las condiciones topográficas son muy variadas y se presentan diferentes tipos de laderas, áreas de depósitos de bloques, y escarpes en las laderas.

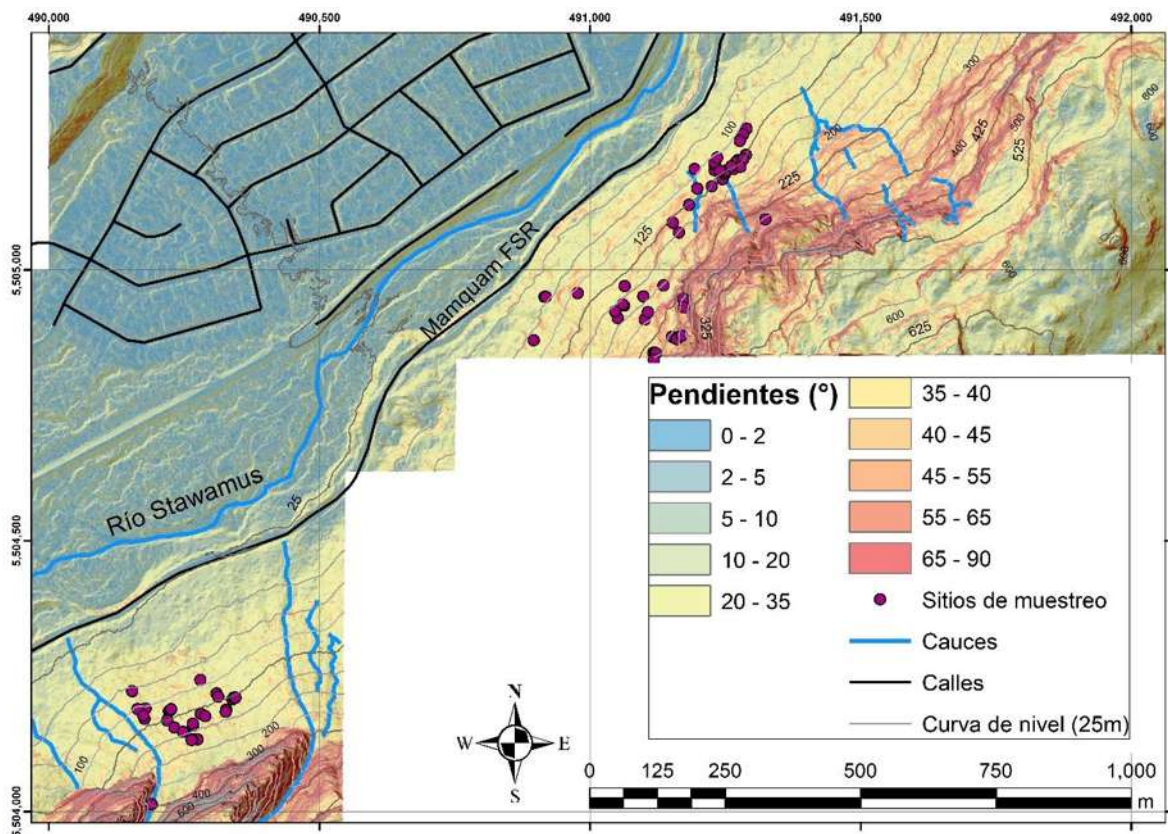


Figura 11. Mapa de pendientes de terreno en los sitios de muestreo. Elaboración propia.

Las laderas en la zona de muestreo presentan una orientación predominantemente hacia el noroeste (Figura 12), lo que provoca una mayor concentración de humedad en los suelos y en la pared del escarpe, además de que en la zona, las pendientes orientadas hacia el oeste presentan mayores probabilidades de presencia de caída de rocas (Blais-Stevens et al., 2012). La presencia de agua en las paredes puede generar presiones sobre zonas de fragilidad de la roca desprendiendo bloques. Mientras que la zona con pendientes de 0-10°, representadas en tonalidades verdes y azules (parte superior izquierda) presenta una orientación predominante hacia el

suroeste, debido a la existencia de un río que escurre por el límite del piedemonte del macizo y el poblado de Valleycliffe, y desemboca en *Howe Sound*.

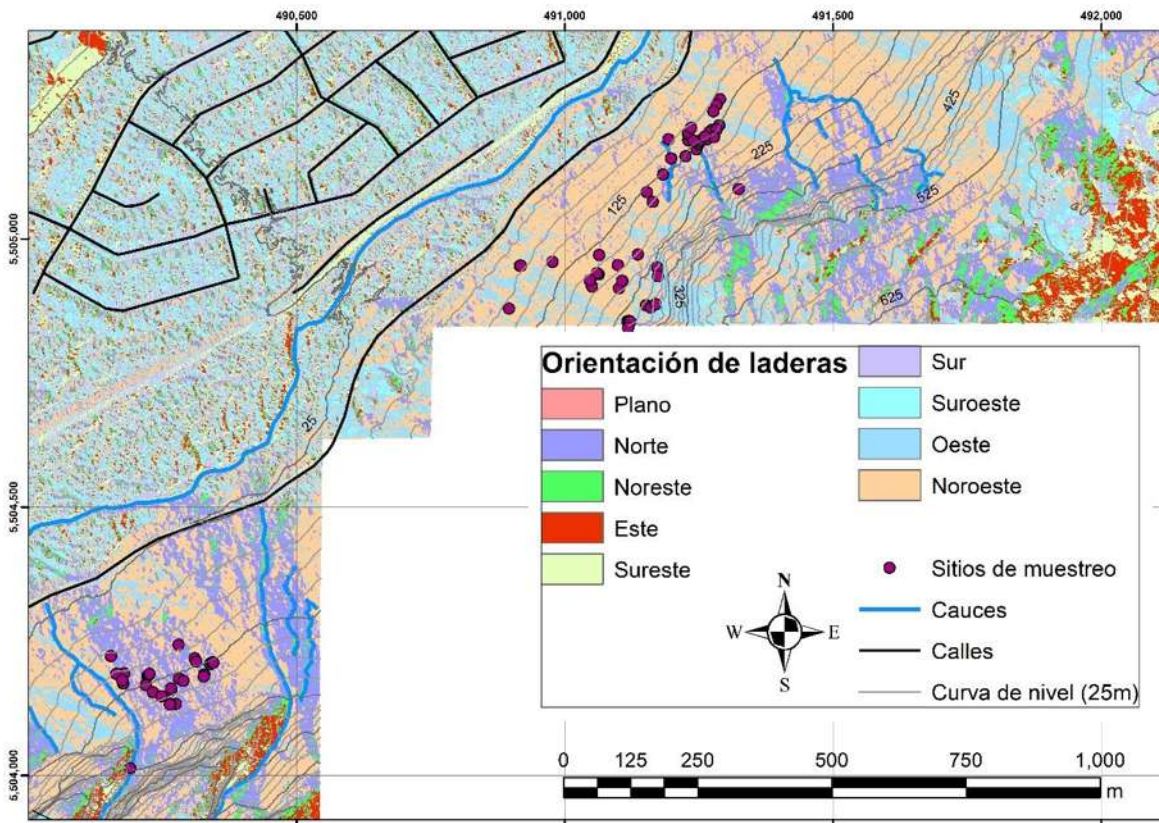


Figura 12. Orientación de laderas

Hidrología

En la cuenca de Squamish drena un área de 3600 km² de las Montañas Costeras del sur de la CB, cuyas aportaciones provienen de la precipitación de lluvia y nieve, derretimiento de hielo, la precipitación anual es de 2000 mm anuales (Jakob et al., 2010). La red de drenaje de la cuenca es de tipo dendrítico y está definida principalmente por cinco ríos tributarios: Squamish, Ashlu, Cheakamus, Elaho, Mamquam. Estos cinco ríos desembocan en el delta de Squamish (Brooks, 1994).

Según la estación hidrométrica *Water Survey of Canada survey station* se registra un flujo de 300-700 m³/s a finales de la primavera e inicios de verano, mientras que para el periodo de enero-marzo se registra un caudal de 30-80 m³/s, y para otoño se tiene un pico en las descargas con flujos de 1000-3000 m³/s asociados a las tormentas ciclónicas de lluvia y nieve (Figura 13) (Jakob et al., 2010).

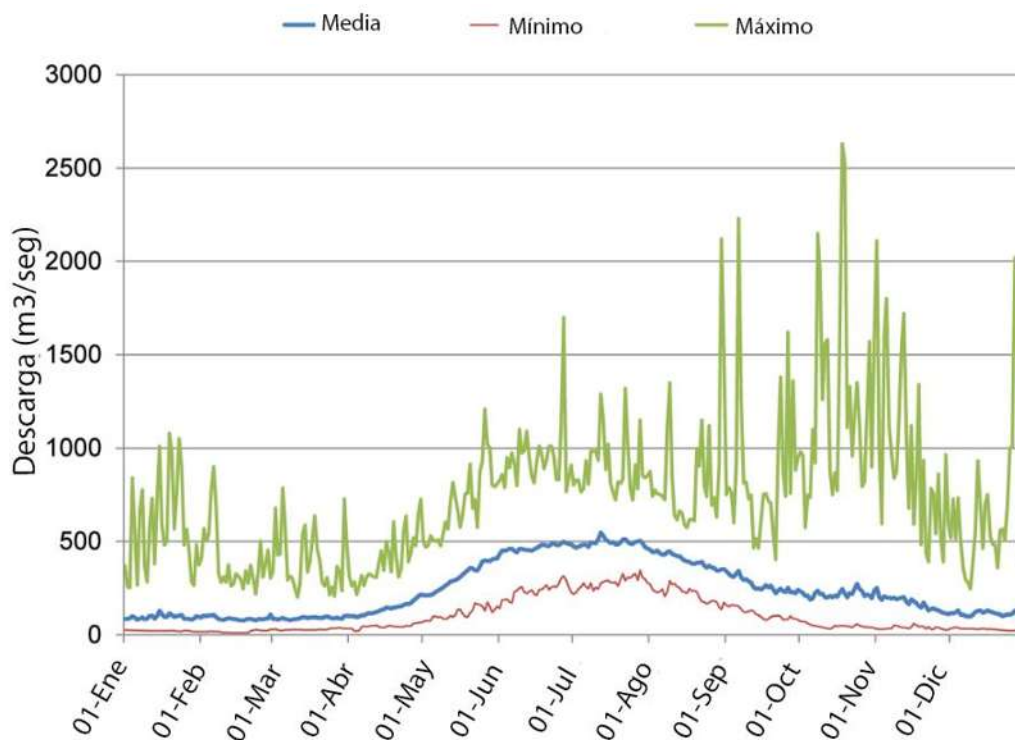


Figura 13. Descargas medias, mínimas y máximas de la estación 08GA022 (Traducida de Jakob et al., 2010)

Esta cuenca ha sido modificada por diferentes periodos de glaciación y retroceso de glaciales, generando escarpes pronunciados en los ríos dejando expuesta la roca de granodiorita del cretácico (Brooks, 1994; Jakob et al., 2010).

Climatología

El clima del área es denominado costero moderado; de acuerdo con los datos diarios de la estación Squamish STP Central (1047671), la cual se encuentra a 9 km de los sitios de muestreo y fue determinado a partir de un periodo de análisis de 1981 a 2005, la precipitación acumulada anual es de 2,230 mm. El periodo de menor precipitación líquida se registra entre los meses de junio y septiembre, mientras que la mayor precipitación líquida se presenta en noviembre, la caída de nieve inicia a finales de octubre y termina a finales de marzo. Las temperaturas más altas se presentan en los meses de julio y septiembre (24°C), disminuyendo a partir de octubre, presentándose la temperatura mínima en enero y febrero (1°C) (Figura 14).

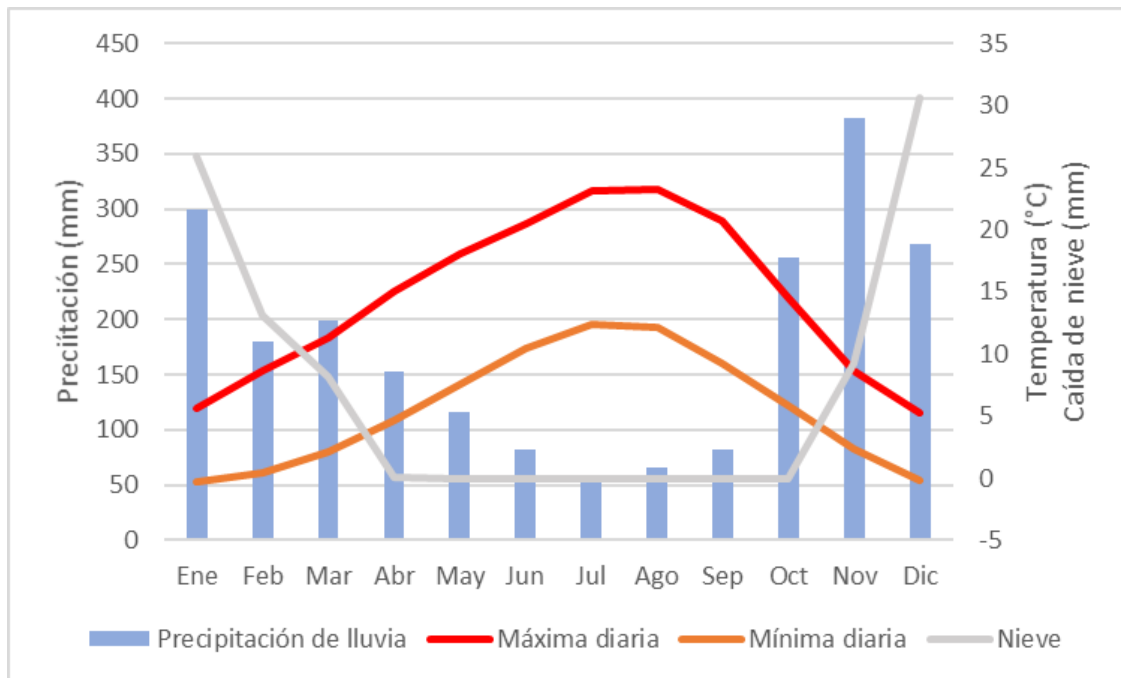


Figura 14. Climograma de promedios mensuales de la estación Squamish STP Central (Government of Canada, 2019)

Geología

El distrito de Squamish está situado dentro de la Cordillera Costera Canadiense, cuyo origen se remonta al Triásico Superior. Las rocas aflorantes son plutónicas, volcánicas, vulcano clásticas, y rocas sedimentarias (Macciotta et al., 2017).

La cuenca de Squamish cuenta con dos estratovolcanes del Plio-Pleistoceno: Mount Cayley, cerca de la confluencia del río Squamish y Elaho, y el otro estratovolcán es Mount Garibaldi, al noreste de Squamish (Fath et al., 2018). Las rocas que se encuentran en el área de estudio son granodioritas, cuarzo dioritas, meta-volcánicas, y meta-sedimentarias. Las laderas de los ríos han sido modificadas debido a procesos glaciares, de forma que la roca subsuperficial tiene formas redondeadas y corresponden a depósitos cuaternarios (Brooks, 1994; Geological-Survey-of-Canada, 2018).

El macizo rocoso de Stawamus Chief está conformado por una roca intrusiva de composición granodiorítica de la era Mesozoica (Cretácico medio) asociada con cuarzoes de diorita y granodiorita foliada (British-Columbia-Geological-Survey, 2018).

Vegetación

En CB se pueden encontrar las siguientes familias vegetales: *Aceraceae*, *Betulaceae*, *Cornaceae*, *Cupressaceae*, *Ericaceae*, *Fabaceae*, *Fagaceae*, *Oleaceae*, *Pinaceae*, *Rosaceae*, *Rhamnaceae*, *Salicaceae*, *Taxaceae* (E-Flora-BC, 2019). Las especies que tienen mayor presencia en la CB es pino, spruce, y fir CITA (Figura 15).

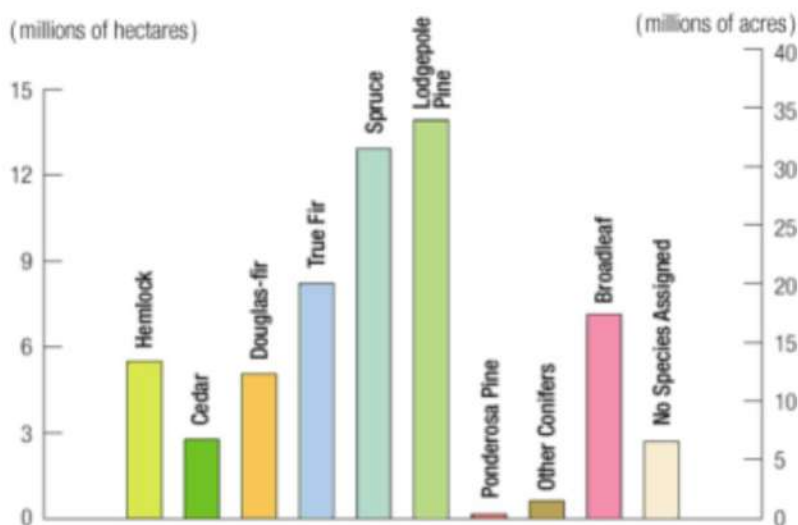


Figura 15. Área de bosque contra especies predominantes en CB (Government-of-Canada, *Predominant Species*, 2019)

Algunas de las especies vegetales que se encuentran cerca del área de Squamish son: *Pseudotsuga menziesii* (Lee et al., 2016; Thompson et al., 2018; Martin et al., 2018), *Thuja plicata* (Villa et al., 2004; Sanborn et al., 2006), *Picea sitchensis* (Elleouet et al., 2019), *Tsuga heterophylla* (Black et al., 2010), *Tsuga mertensiana* (Gedalof et al., 2001; Marcinkowski et al., 2015).

Materiales y métodos

Geomorfología

La interpretación geomorfológica se realizó de manera visual a partir de una imagen LIDAR con resolución de 1m, procesada y proporcionada por Craig Walsh, técnico ingeniero en SIG del distrito de Squamish, *Hardwire for Adventure* en el programa de cómputo ArcGIS 10.6.1. A partir de la imagen LIDAR se generaron los mapas de pendientes, mapa de sombras, orientación de laderas, y curvas de nivel. Estas capas permitieron la visualización e interpretación de las formas de relieve.

Los insumos para la interpretación geomorfológica fueron el mapa de pendientes clasificado en diez clases (0-2, 2-5, 5-10, 10-20, 20-35, 35-40, 40-45, 45-55, 55-65, 65-90) y las curvas de nivel con una equidistancia de 1 m, 2.5 m, y 5 m; tanto los mapas generados, así como la imagen LIDAR, se sobrepusieron sobre un mapa de sombras que permitió una visualización 3D de la superficie y una diferenciación clara de los cambios en la superficie. Las formas de relieve se separaron según la distribución de las curvas de nivel y las pendientes, apoyado por perfiles interpolados con la imagen LIDAR. La interpretación se realizó en monitor de computadora, a una escala de 1:1,500 basándose en las recomendaciones de Stoffel et al. (2017).

Muestreo dendrocronológico y procesamiento de muestras

El muestreo dendrocronológico se realizó del 19 al 22 de junio del 2019. Debido a que se trabajó en un área natural protegida solamente se obtuvo permiso para extraer muestras por medio de un taladro tipo Pressler de 12 mm diámetro y 20 pulgadas de longitud.

Se tomaron entre dos a tres muestras por árbol; se muestrearon 79 árboles obteniendo un total de 149 núcleos. Las especies muestreadas fueron *Tsuga heterophylla* (27 árboles), *Pseudotsuga menziesii* (21 árboles), *Thuja plicata* (14 árboles), y *Acer spp* (4 árboles). Los árboles fueron seleccionados por medio de la presencia de respuestas claras y/o recientes de golpes por rocas, cuyas respuestas correspondían a tejido calloso, destrucción parcial del tronco, o evidencias de algún proceso antiguo (Figura 16) (Stoffel et al., 2009). Las muestras se tomaron pendiente arriba a ambos costados de la herida o sobre el tejido calloso (Figura 16), los núcleos de crecimiento se envolvieron en papel periódico y etiquetaron para su transporte; además, se describió cada sitio acorde a las recomendaciones de Butler

(1987), las cuales consisten en escribir las características del terreno, especies muestreadas, condiciones de la vegetación, presencia de rocas, pendiente, así como de la geometría de la cicatriz, altura de la cicatriz a su centro, orientación de la toma de muestra, diámetro a la altura del pecho (DAP).



Figura 16. Muestreo dendrocronológico, árbol dañado por evento reciente que generó la remoción subsuperficial de la corteza en al menos cuatro zonas del árbol a diferentes alturas, además, muestra una ligera inclinación ladera abajo (a), árbol con daño antiguo evidente por medio de un callo evidente con secciones donde aún se presenta resina fresca (b).

El preprocesamiento de las muestras se realizó de acuerdo a la metodología estándar establecida por Schweingruber et al. (1990), que consiste en montar los núcleos de crecimiento sobre un soporte de madera para evitar la deformación de la muestra y se observe la orientación vertical de las traqueidas, posteriormente se secaron bajo condiciones ambientales en sombra y se pulieron con lijas de diferente granulometría (80,150, 400, 600, 1200 granos/cm²) lo que permite resaltar los anillos y obtener una superficie horizontal que permita el fechado y medición correcta de los anillos (Figura 17).



Figura 17. Muestras dendrocronológicas lijadas y pulidas

Conteo y fechado de anillos

Durante el conteo de anillos y prefchado se colocó un punto cada 10 años (anillos), dos puntos cada 50 años, y tres puntos cada 100 años. Mediante el prefchado se realizó un *skeleton plot* o representación gráfica y subjetiva donde se indica por década el anillo más delgado y el más ancho, diferentes tipos de respuestas respecto al ancho de anillos, madera temprana y tardía, cambios abruptos de ancho, entre otros. El objetivo de esta gráfica es contar con una gráfica cualitativa del crecimiento de las muestras; gracias a esta gráfica es posible corregir el prefchado encontrando anillos falsos, perdidos, o dobles que generan errores en la cronología y datación correcta de los años y los eventos (Schweingruber et al., 1990).

La identificación de respuestas en los núcleos fue por observación directa y bajo microscopio, encontrando ductos resiníferos tangenciales, supresión abrupta del ancho del anillo, callos, y madera de reacción.

Generación de cronología de eventos y análisis estadístico

La cronología de eventos se realizó con el programa de cómputo FHAES, el cual es una herramienta útil en la evaluación de las características de los regímenes de

incendios, ataques de insectos, erupciones volcánicas, y procesos geomorfológicos. En FHAES es posible determinar características como: frecuencia, extensión geográfica, temporalidad, y las relaciones entre eventos naturales y crecimiento de los árboles (Speer et al., 2019). El programa de cómputo cuenta con diferentes secciones de trabajo donde se pueden registrar eventos presentes en las muestras, temporalidad de crecimiento del árbol, y permite obtener la frecuencia de eventos por medio del registro anual de anomalías presentes, la cantidad de muestras, y una gráfica compuesta donde se representan todos los eventos que tengan un parámetro que indique la frecuencia y asegure la presencia del evento (Brewer et al., 2017).

El análisis estadístico de los datos se realizó por medio del índice de caída de roca de Shroder (1978), donde se divide el número de árboles dañados para el año t entre el número total de árboles del año t . multiplicado por 100 para expresarlo en un porcentaje. El valor del índice debe ser al menos del 10% para tener certidumbre de la existencia de un evento.

Ecuación 1. Índice de respuesta (Shroder, 1978)

$$I_t = \frac{\sum R_t}{\sum N_t} \times 100\%$$

Donde:

I_t = Índice de respuesta

R_t = número de árboles dañados en el año t

N_t = número de árboles vivos en el año t

La frecuencia de eventos se estimó por medio de la división de la edad entre el número de eventos presentes en la muestra, acorde con Franco-Ramos et al. (2017). Para representar la edad de los árboles y la frecuencia de los eventos se realizó una interpolación del doble inverso de la distancia en el programa ArcGIS 10.6.4.

Dada la posición de los muestreos, y con la intención de comprender mejor los eventos se separaron los árboles en tres diferentes zonas o clústeres (Figura 18).

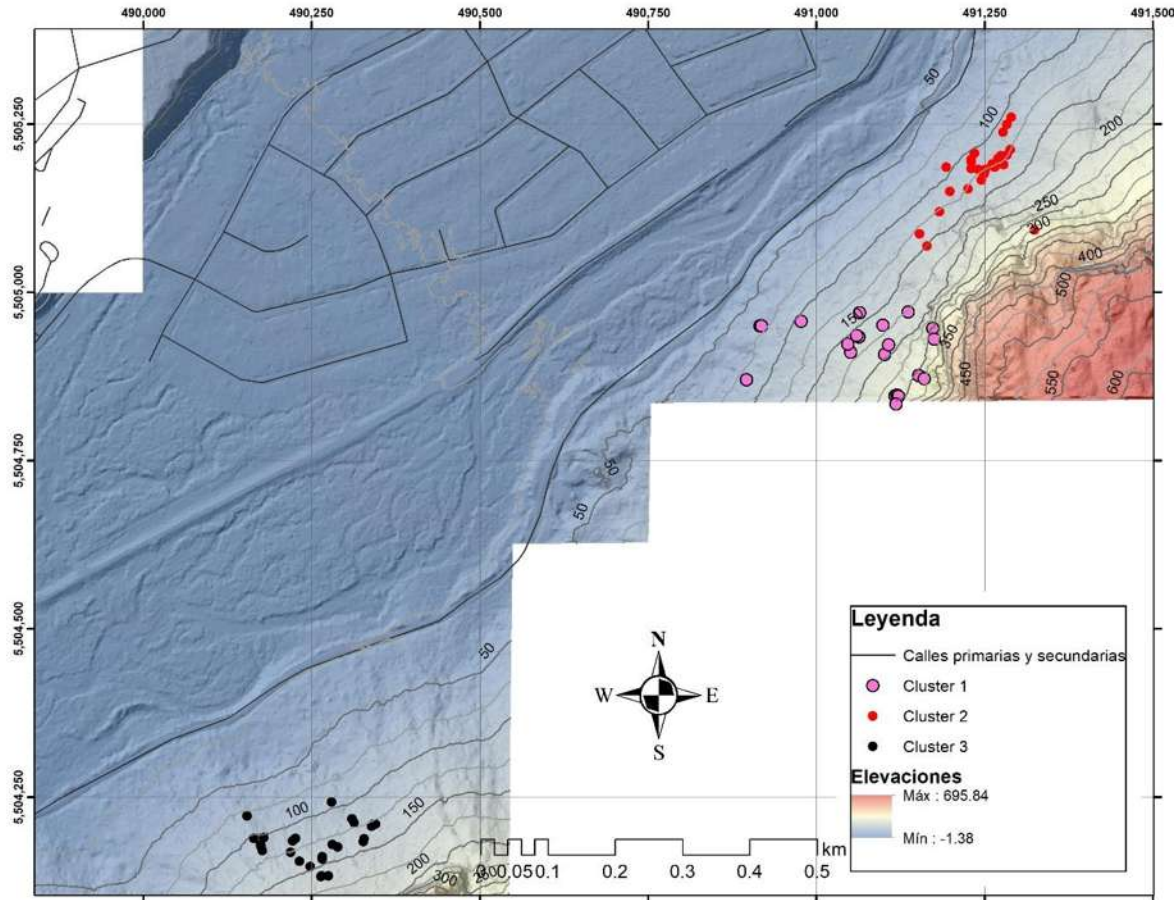


Figura 18. Sitios de muestreo por clúster

Factores detonantes: precipitación y sismos

La descripción de las características climáticas requirió descargar las bases de datos climatológicas desde el portal del Pacific Climate³. Las series de datos históricos inician en octubre de 1959 y finalizan en mayo del 2010. La base de datos cuenta con 34,646 registros de precipitación diaria, distribuidos en seis estaciones que se encuentran a menos de 11 km del área de estudio (Tabla 3, Figura 24). Varias de las estaciones cuentan con datos referentes a la precipitación en forma de nieve, temperatura máxima y mínima, velocidad del viento, y la precipitación total diaria (lluvia y nieve).

³ <https://data.pacificclimate.org/portal/pcds/map/>

Tabla 3. Estaciones climatológicas de Squamish (Pacific-Climate-Impacts-Consortium, 2019)

Estación	Distancia a zona de muestreo	Fecha inicio	Fecha final	Datos totales	Vacíos Prec.	Vacíos Tmax	Vacíos Tmin
Squamish	1,146	01/01/1959	31/08/1996	8,408	1.00%	5.10%	4.76%
ZZ Squamish	2,799	25/05/1970	03/05/1988	1,965	0.00%	no dato	no dato
Squamish FMC Chemicals	2,519	01/11/1968	28/02/1983	5,004	0.16%	no dato	no dato
STP Central	9,196	01/08/1986	31/10/2005	7,027	0.07%	0.03%	0.07%
Garibaldi	4,953	01/09/1975	31/12/2000	1,607	1.12%	10.39%	11.23%
Squamish Airport	10,447	17/05/1985	31/12/2017	10,335	1.00%	0.13%	0.15%

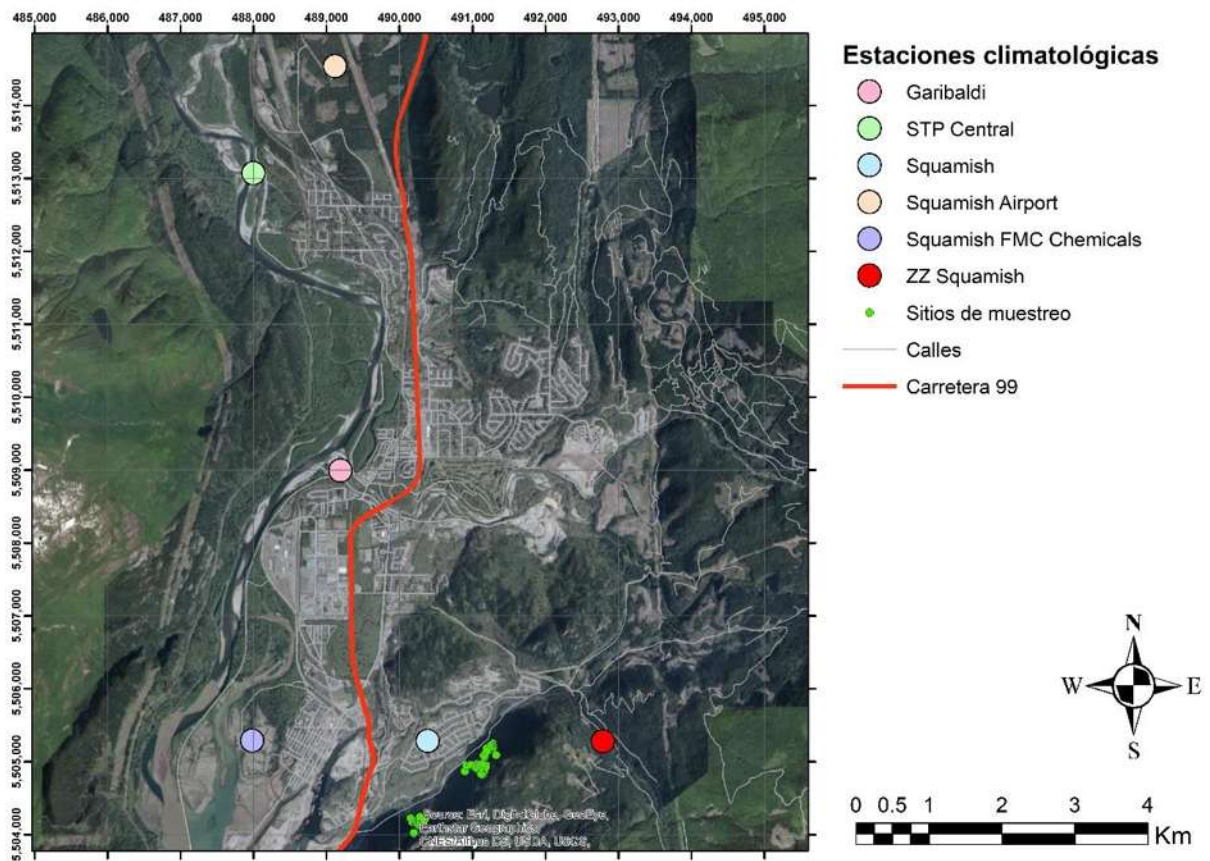


Figura 19. Ubicación de estaciones climatológicas de Squamish.

La caracterización de las condiciones climáticas del área se interpretó mediante un análisis del índice de Gausson. El índice involucra las variables de precipitación y de temperatura media mensual con el objetivo de determinar los meses

considerados como húmedos o secos por medio de un diagrama ombrotérmico, el cual es una representación gráfica desarrollada por Bagnouls y Gaussen (1952), donde se analiza las condiciones de aridez en una proporción de ejes de $P = 2tm$, en un eje Y_1 se colocan los valores medios mensuales de la precipitación, y en el eje Y_2 se colocan los valores de temperatura, siendo Y_1 un rango que equivale al doble de Y_2 (Vázquez Castellar et al., 2017).

Para determinar si un mes es húmedo o seco se debe cumplir con alguna de las siguientes condiciones:

Ecuación 2 Condiciones de diagrama ombrotérmico de Gaussen

Si $P > 2tm \Rightarrow$ mes húmedo

Si $P < 2tm \Rightarrow$ mes seco

Donde:

P = precipitación media del mes

tm = temperatura media del mes

A partir de la determinación de los meses húmedos y secos se prosiguió a la evaluación de la precipitación acumulada de tres y cinco días de los años donde se identificó alguna anomalía en los anillos de crecimiento de los árboles, y de esta manera conocer la posible fecha y cantidad de lluvia asociada que pudo haber detonado un evento de caída de roca. El umbral utilizado en esta investigación está basado en la investigación de Macciootta et al. (2017), quienes mencionan que la caída de roca está asociado a una precipitación de 50 mm, la cual representa el 3% de la precipitación total anual, y la precipitación media del mes de noviembre.

Como elemento adicional a las bases de datos, se realizó una revisión hemerográfica de los periódicos locales donde puedan mencionar caídas de rocas, lluvias torrenciales, sismos, o alguna otra razón que permita validar los eventos encontrados en las series dendrocronológicas. La búsqueda se realizó en una página de internet de la biblioteca pública de Squamish en archivos históricos⁴.

4

<https://squamishlibrary.digitalcollections.ca/informationobject/browse?topLod=0&sort=relevance&query=1925>

Resultados

Geomorfología

La interpretación geomorfológica del área se enfocó principalmente en la zona de muestreo, la cual está definida en su mayoría por unidades de laderas o taludes con diferentes inclinaciones y características dadas por eventos de caída de roca, y los escarpes. La cartografía muestra 16 unidades geomorfológicas (Figura 20, Tabla 4) que cubren un área total de 526.6 ha. La evolución del río Stawamus, que se encuentra al sur de Valleycliffe, ha generado diferentes terrazas con pendientes ligeras en la zona permitiendo el desarrollo habitacional de dicha comunidad, ya que es posible diferenciar por lo menos dos terrazas, las cuales han sido utilizadas como zonas para el desarrollo habitacional debido a los cambios en las pendientes existentes

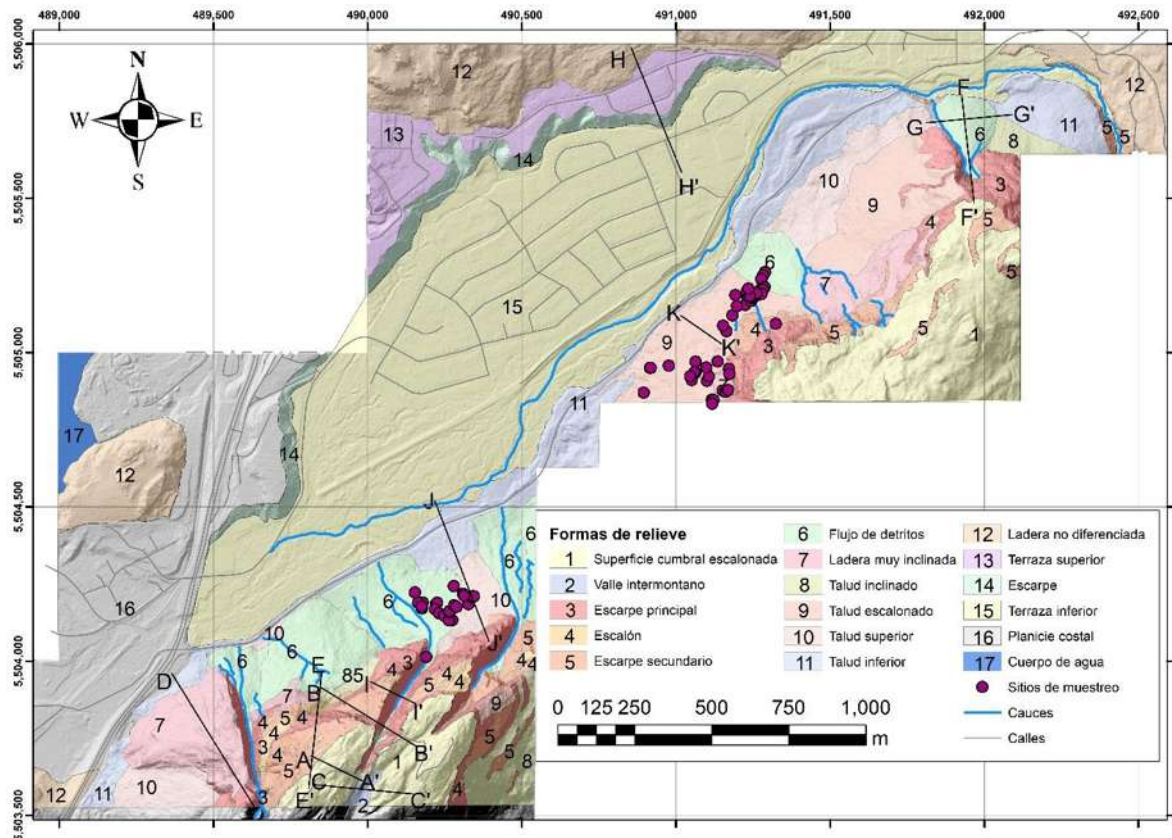


Figura 20. Mapa geomorfológico del escarpe noroeste del parque provincial Stawamus Chief y del poblado de Valleycliffe

Tabla 4. Superficie de las formas de relieve de la zona de estudio

Formas de relieve	Superficie (ha)	Superficie %
1. Superficie cumbral escalonada	40.9	7.8
2. Valle intermontano	0.7	0.1
3. Escarpe principal	20.7	3.9
4. Escalón	2.8	0.5
5. Escarpe secundario	16.9	3.2
6. Flujo de detritos	32.6	6.2
7. Ladera muy inclinada	16.6	3.1
8. Ladera inclinada	7.7	1.5
9. Talud escalonado	23.2	4.4
10. Talud superior	15.3	2.9
11. Talud inferior	34.2	6.5
12. Ladera no diferenciada	55.2	10.2
13. Terraza superior	17.3	3.3
14. Escarpe	11.5	2.2
15. Terraza inferior	157.6	29.9
16. Planicie costera	67.0	12.7
17. Cuerpo de agua	6.5	1.2
Total	526.62	100

La superficie cumbral (Figura 21) escalonada cubre una superficie de 40.9 ha (7.8%) y se delimitó a partir del inicio de algún escarpe, así como de su posición geográfica, debido a que no existe una diferenciación clara según sus pendientes o altitudes. Además, esta unidad está caracterizada por todos los pequeños saltos existentes en la superficie. Existe una clara diferencia entre los escalones que se encuentran entre los escarpes principales y secundarios, debido a sus pendientes constantes, mientras que los escalones de la superficie cumbral son continuos y se presentan después de los escarpes. Las elevaciones de la superficie cumbral escalonada del sur varían en altitudes de 607 m a 695 m, y en la superficie cumbral norte varían en altitudes de 485 m a 650 m. Las pendientes de esta unidad en las zonas planas van de los 2° a 10°, y en los frentes de los escalones van de los 10° a 75°. Las pendientes en la superficie cumbral norte son constantes, las cuales se encuentran entre un rango de 1° a 20°, y cuyos escalones son menos pronunciados, pero existen algunos que tiene hasta de 72°.

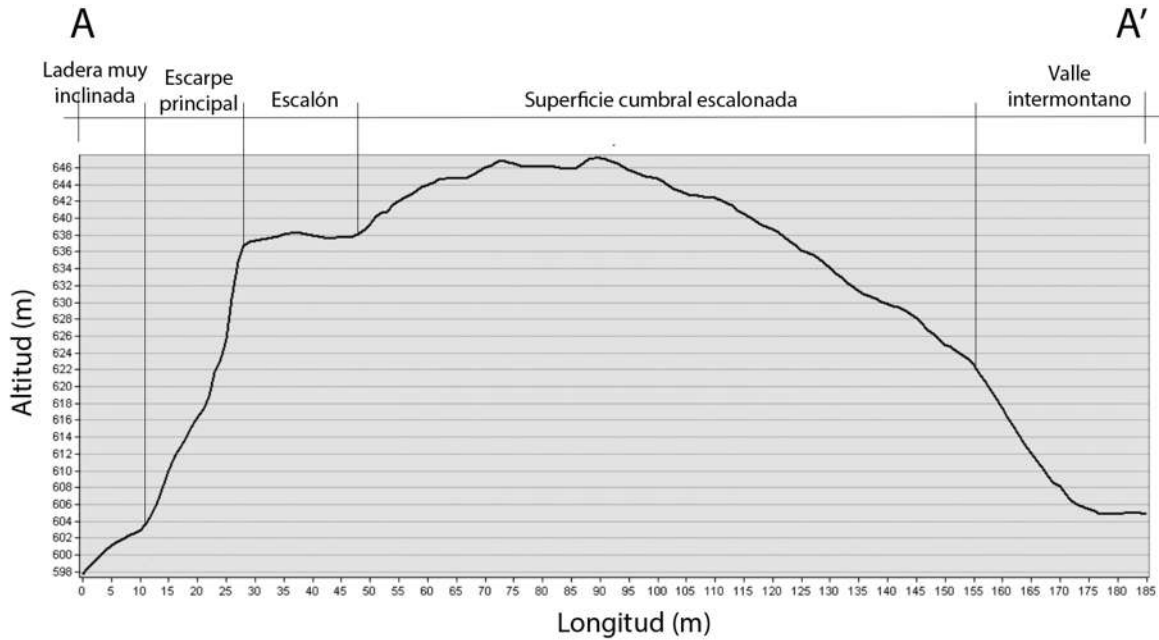


Figura 21. Perfil A-A' mostrando superficie cumbre escalonada, escalón, escarpe principal, ladera muy inclinada, y valle intermontano.

El valle intermontano cubre una superficie de 0.7 ha (0.1%) y se localiza entre la superficie cumbre del sur, varía en altitud entre los 580 m y 605 m, y tiene una amplitud de 140 m (Figura 22). En el escarpe del valle se tiene una pendiente de 65° , mientras que en el desarrollo del cauce se tiene una pendiente de 12° .

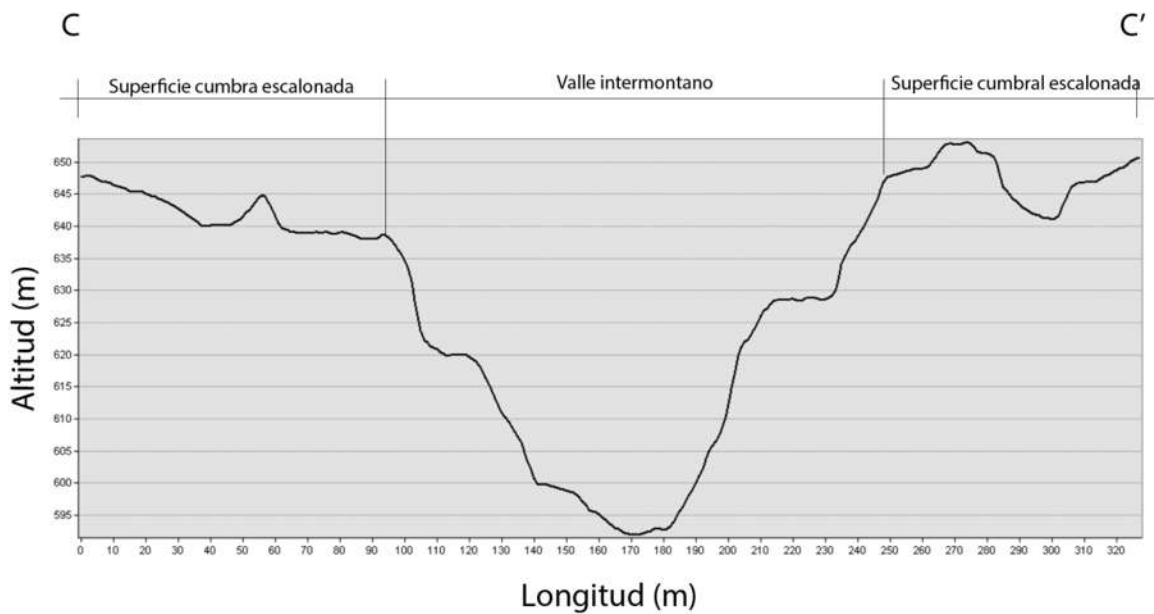


Figura 22. Perfil C-C' del valle intermontano

Los escarpes principales (Figura 23) cubren una superficie de 20.7 ha (3.9%) del área total, y representa los desniveles pronunciados. Esta unidad se identificó en altitudes de los 60 m a los 655 m; existe una clara definición acorde a las pendientes que marca el inicio de un escarpe principal. Las pendientes de estos escarpes varían entre los 60° y 85° permaneciendo de manera constante durante toda su extensión hasta cambiar las condiciones de las pendientes a algunas más suavizadas encontrando la superficie cumbral escalonada en la parte alta del escarpe, y alguna ladera en la zona inferior del escarpe.



Figura 23. Ladera muy inclinada y la frontera del escarpe principal

Los escalones (Figura 21) cubren una superficie de 2.8 ha (0.5%), y se localizan en medio de los escarpes principales o secundarios, en su mayoría se encuentran en medio de los escarpes principales y cambian su pendiente abruptamente, por lo que las pendientes predominantes son de los 20-30°; no obstante, existen algunos escalones que presentan pendientes hasta de 2°. La geometría de los escalones es de dimensiones pequeñas, con longitudes entre los 40 m a 80 m y 20 m de ancho

Los escarpes secundarios (Figura 24) cubren una superficie de 16.9 ha (3.2%) y presentan pendientes desde los 30° a los 65°, y la diferenciación del escarpe principal radica en la separación de alguna unidad con pendiente menor como un escalón, talud o ladera, y la amplitud de los escarpes secundarios es mayor en comparación con la del escarpe principal.

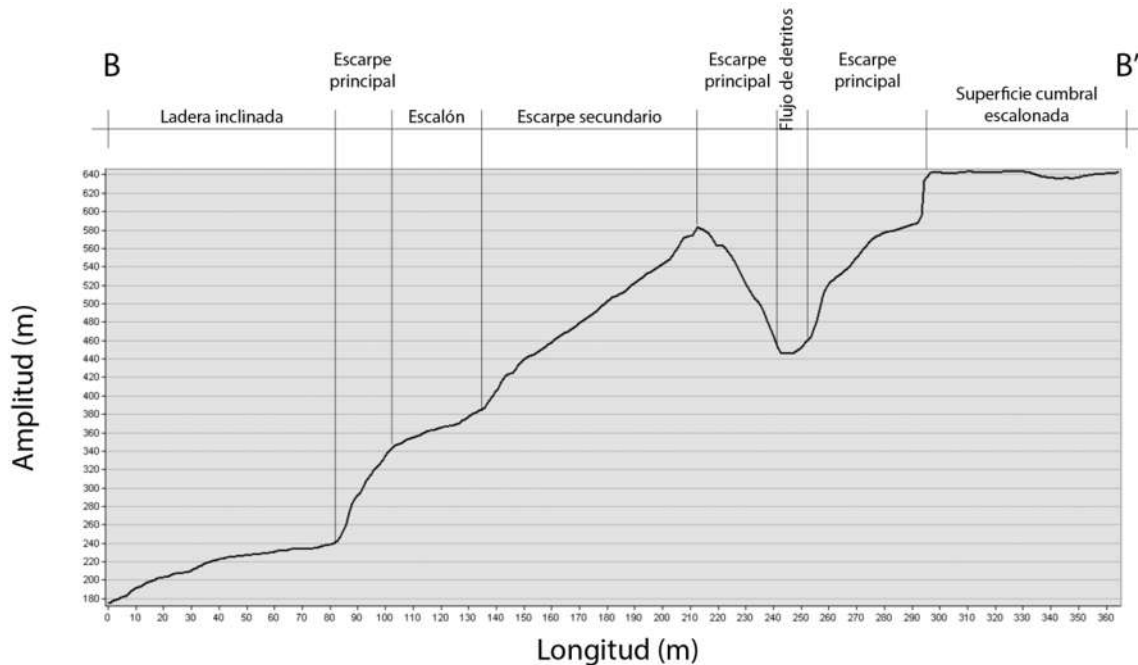


Figura 24. Perfil B-B' Diferenciación entre un escarpe secundario y principal. Además de mostrar una ladera inclinada, escalón y la superficie cumbral escalonada.

Los flujos de detritos (Figura 25) ocupan una superficie de 32.4 ha (6.1%) y se desarrollan a partir de un escarpe principal, sus cauces tienen las siguientes longitudes: 250 m, 480 m, 300 m y 70 m, aproximadamente, de oeste a este. Los flujos se extienden desde su punto de desprendimiento hasta el talud inferior y tienen geometrías (Figura 26) diferentes debido a la existencia de otros procesos que pueden delimitar las fronteras, además, la presencia de un evento de mayor magnitud que cubrió el material desplazado cambia la geometría del flujo, o debido a procesos que siguen activos y que ocultan o cambian las formas del flujo. Las pendientes en las que se desarrollan los flujos son de 10-50°, sin que haya cambios abruptos en la pendiente, sino que se desarrollan de manera suave. Los flujos presentan orientaciones predominantes hacia el norte y noroeste.



Figura 25. Vista del flujo de detritos del 2015 desde el canal

La zona perturbada por el flujo de detritos localizada al sur tuvo tal destrucción de la cubierta vegetal que dejó una superficie de 1.5 ha cubierta por bloques de roca de diferentes tamaños y sin rastros de vegetación

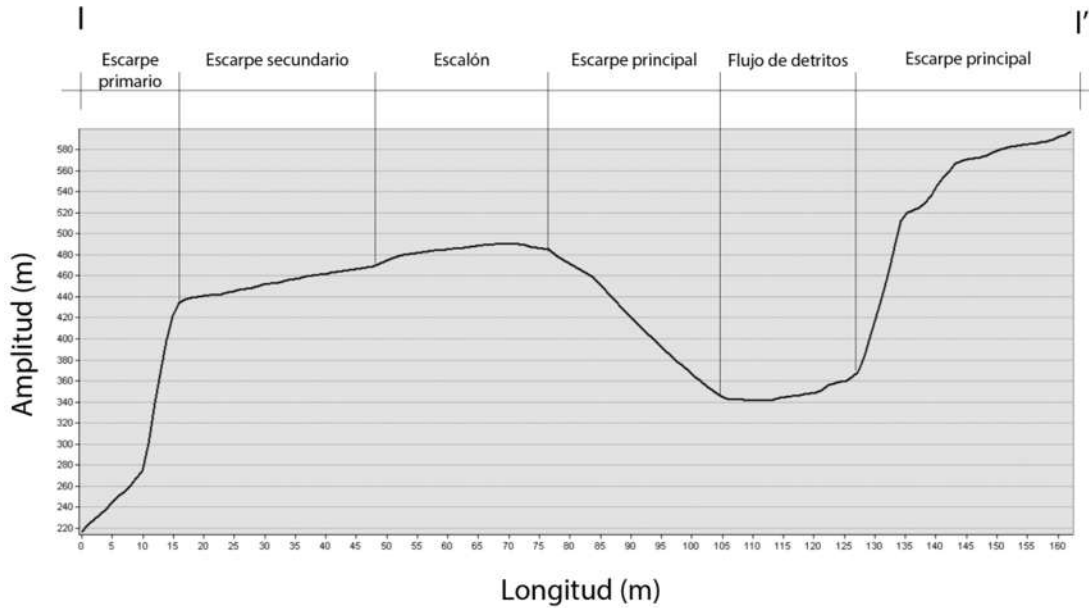


Figura 26. Perfil transversal I-I'. Cauce del flujo de detritos

Las laderas muy inclinadas (Figura 27) cubren una superficie de 16.6 ha (3.1%), y se presentan en pendientes predominantes de 60°, pero también se encuentran en pendientes de 25° con altitudes desde los 10 m hasta los 315 m.

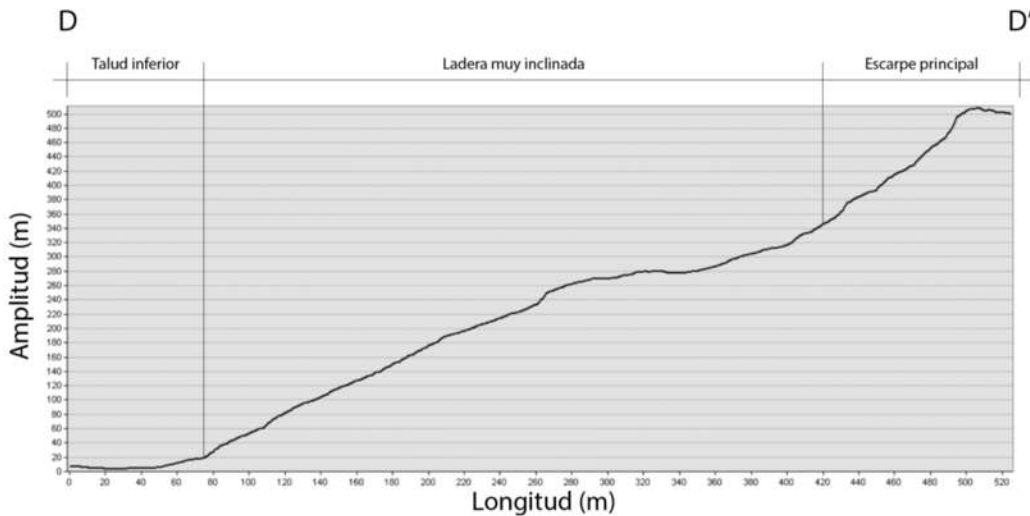


Figura 27. Perfil D-D' Ladera muy inclinada sur y diferenciación entre escarpe primario

Las laderas inclinadas (Figura 24) cubren una superficie de 7.7 ha (1.5%) y tiene la particularidad de que se encuentra en una zona donde existen desprendimientos de bloque asociados a un escarpe principal y se genera una acumulación de bloques en pendientes de los 25-45°, las cuales también generan la acumulación de material desprendido, sin causar escalonamientos pronunciados.

El talud escalonado (Figura 28) cubre una superficie de 23.2ha (4.4%) y presenta pendientes de 25° a 60°, aunque la mayor superficie de esta unidad se encuentre de 25° a 35° seguidos por pequeños escalones de pendientes mayores de menor amplitud. El terreno tiene pendientes suavizadas por las que es posible caminar, pero se cuenta con bloques o paredes de rocas que generan los cambios de pendiente abrupta con longitudes horizontales pequeñas (1-2 m). En otras ocasiones, el terreno no es firme debido a que la cantidad de bloques acumulados ocasiona una plataforma aparentemente estable, pero existen huecos debido al acomodo de los bloques.



Figura 28. Foto del talud escalonado con un cambio de pendiente importante, sendero relativamente plano, y posteriormente un hundimiento

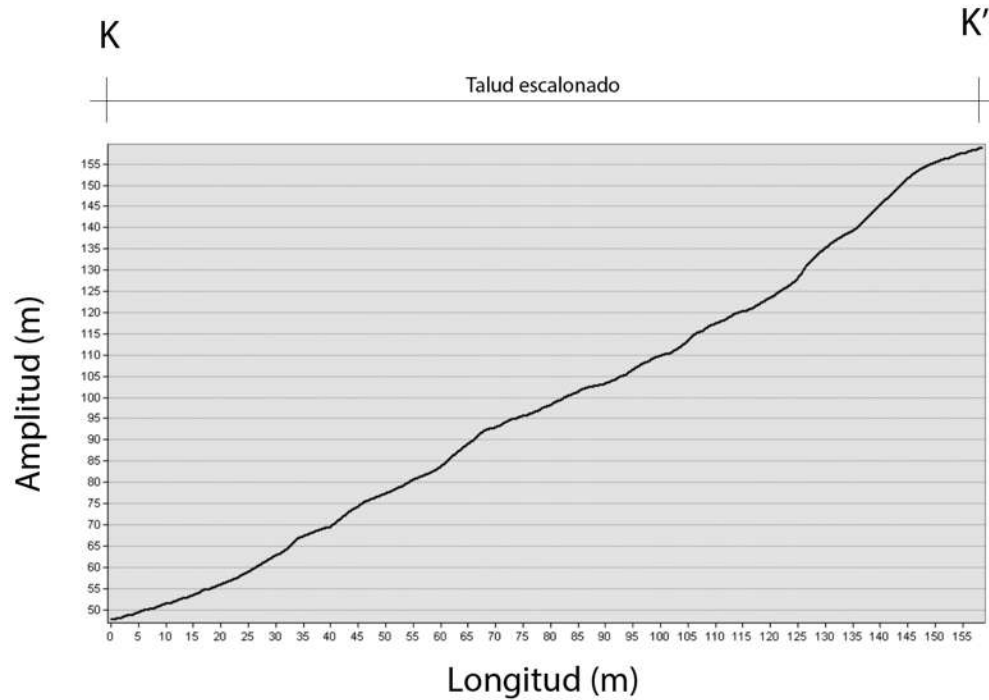


Figura 29. Perfil longitudinal k-k'. Talud escalonado

El talud inferior (Figura 30) cubre una superficie de 34.5 ha (6.5%) y se localiza entre la terraza inferior y alguna unidad de ladera, por lo que sus pendientes son suavizadas y varían de 0-20°, pero predominan pendientes de 0° a 10°. La altitud mínima de esta unidad es de 5 m y la máxima de 170 m. Esta unidad abarca elementos topográficos naturales y antropogénicos, ya que es la sección más baja de la montaña y cuenta con pendientes suaves debido a que son los sitios menos perturbados por la caída de roca, pero si modificados por el ser humano debido a la construcción de un camino de servicio que permite a los visitantes conducir a lo largo del parque.

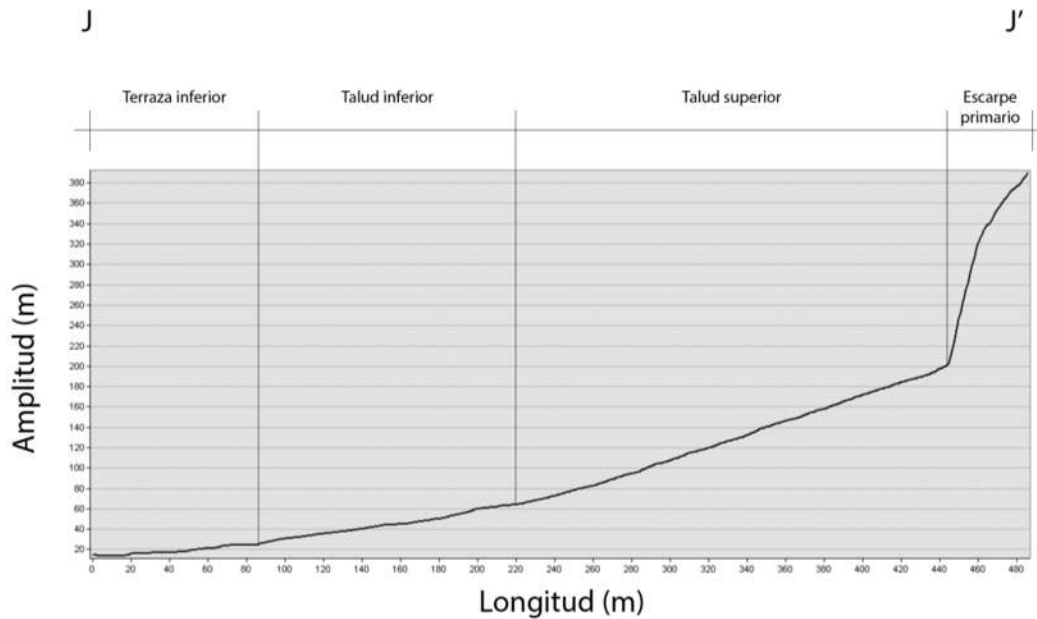


Figura 30. Perfil longitudinal J-J'. Evolución de talud inferior a superior

La ladera no diferenciada (Figura 31) cubre una superficie de 55.2 ha (10.5%), y son las zonas que no son importantes para el estudio y que se encuentran más allá de las terrazas y de los taludes inferiores.

La terraza superior (Figura 31) tiene una superficie de 17.3 ha (3.3%), topográficamente se encuentra entre los 65 m y 75 m, y tiene un uso habitacional, al igual que la terraza inferior. Ambas tienen una orientación predominante hacia el suroeste, y sus pendientes son de 0-10°.

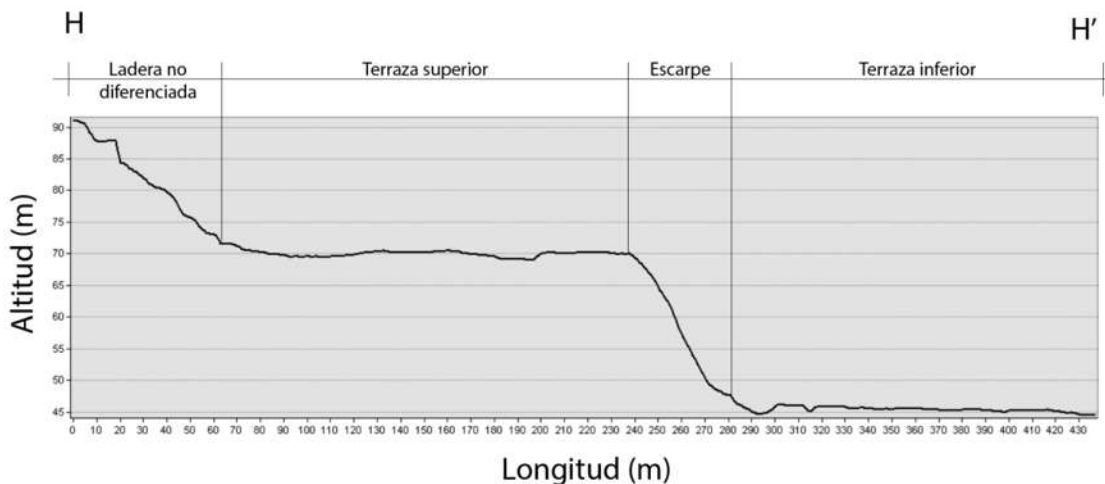


Figura 31. Perfil longitudinal H-H'. Tipos de terrazas separados por un escarpe y ladera diferenciada

Los escarpes (Figura 31) cubren una superficie de 11.5ha (3.3%) del área total, y representan el desnivel que se encuentra entre las elevaciones de 25 y 55 m.s.n.m.,

las cuales no pertenecen al sitio de muestreo, sino que se encuentra dividiendo las terrazas donde se encuentra el poblado de Valleycliffe. Las pendientes predominantes en esta unidad son de 30-35°.

La terraza inferior (Figura 31) cubre una superficie de 157.6 ha (29.9%) y es donde se encuentra localizado el poblado de Valleycliffe; presenta una orientación predominante hacia el suroeste y con pendientes de 0° a 5° con algunas pequeñas áreas de 5-10°. Las elevaciones varían de 5m hasta los 120m, la elevación más importante se localiza dentro de un cauce natural cercano a un escarpe principal. Se encuentra delimitado por un escarpe al norte y el talud inferior al sur, el cual cuenta con evidencia de caída de rocas incluso dentro del cauce que fluye por la terraza. Esta unidad geomorfológica, en conjunto con la terraza superior son las áreas que han sido mayormente modificadas antropogénicamente, ya que estas áreas han sido destinadas al desarrollo poblacional de Squamish.

La planicie costera cubre un área de 67.0ha (12.7%) y presenta pendientes desde los 2-30° pero predominan zonas planas hasta de 10°. Las altitudes varían desde los 0m hasta los 50m y está ocupada por la carretera 99, construcciones de tipo habitacional y por bosque.

El cuerpo de agua cubre una superficie de 6.5ha (1.2%) y corresponde a la desembocadura del río Squamish el brazo de mar llamado en *Howe Sound*.

Análisis dendrocronológico

Los análisis de los 143 núcleos de crecimiento obtenidos de 79 árboles indican que la edad promedio del total de muestras es de 107 años, aunque en algunas muestras no se logró perforar hasta el centro (núcleo) del árbol. Los árboles más longevos fueron localizados en el clúster 1 (Tabla 5), sin embargo, también los árboles más jóvenes se localizaron en el clúster 1, la edad mínima fue de 6 años, y la máxima de 391 años.

Los clústeres presentan variaciones importantes en las edades respecto a las edades máximas y mínimas, que puede ser debido a la magnitud o frecuencias de los eventos que sucedan ladera arriba (Tabla 5). El árbol más longevo pertenece a la especie *Pseudotsuga menziessi* con 391 años; en el clúster 2, se localizó una muestra con 32 años de edad de la especie *Tsuga heterophylla* sin llegar al centro del árbol, y la especie que tuvo mayor edad fue *Pseudotsuga menziessi* con 201 años; en el clúster 3, el árbol más longevo fue de 104 años de la especie *Tsuga heterophylla* sin llegar al centro del árbol, y el más joven fue de 13 años de la especie *Pseudotsuga menziesii* obteniendo el centro del árbol. Los árboles más longevos

pertencen a la especie *Pseudotsuga menziesii* con 108 años en promedio, seguidos por la especie *Tsuga heterophylla* con una edad promedio de 86 años (Tabla 6).

Tabla 5. Resumen de edades por clúster

Clúster	Árboles	Edades				Muestras >60 años
		Promedio	Des. Est.	Máxima	Mínima	
I	23	142	101.6	391	6	31
II	27	92	31.4	201	32	43
III	28	57	21.6	104	13	24

Tabla 6. Edades promedio por especie y clúster

Especie	Clúster 1	Clúster 2	Clúster 3	Promedio
<i>Pseudotsuga menziesii</i>	164	115	47	108
<i>Tsuga heterophylla</i>	109	87	62	86
<i>Thuja plicata</i>	64	101	48	71

Los árboles presentes en el clúster 1 son los más longevos y coinciden con una zona de desprendimiento localizada en la unidad geomorfológica de ladera muy inclinada. Mientras que el clúster 2 (norte) presenta árboles con edades predominantes entre 80 y 100 años, a diferencia del clúster 1 donde predominan árboles con edades mínimas de 140 años (Figura 32).

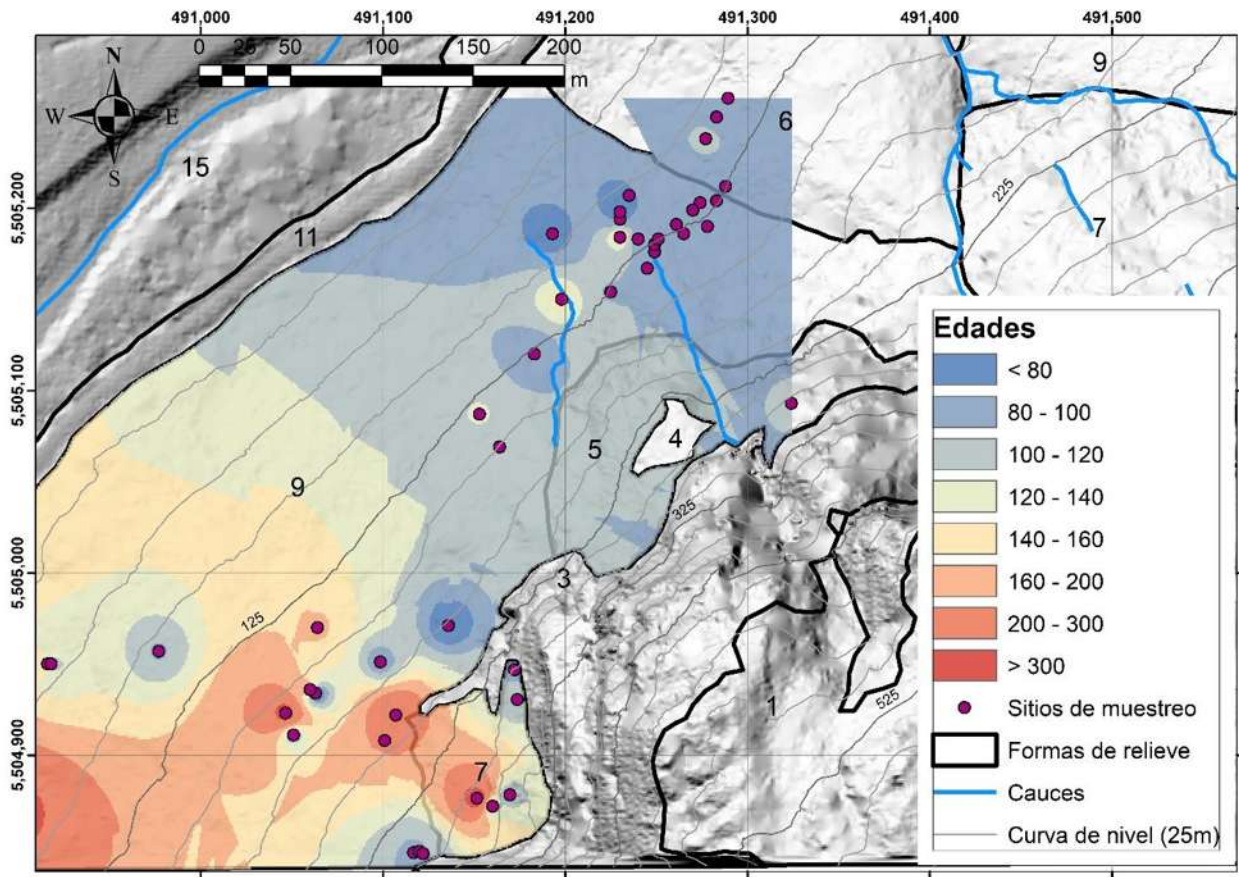


Figura 32. Distribución de edades de los árboles del clúster 1 y 2. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbre escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado), 11 (Talud inferior), 15 (Terraza inferior).

En el clúster 3 se tienen árboles con edades entre 40 y 60 años, y coinciden con una zona de flujos de detritos y abarcan desde la cota 125 m hasta 225 m, es importante mencionar que la zona localizada con edades menores a 40 años se encuentra devastada por eventos pasados, por lo que esa zona carece de datos para la datación de edades y eventos (Figura 33).

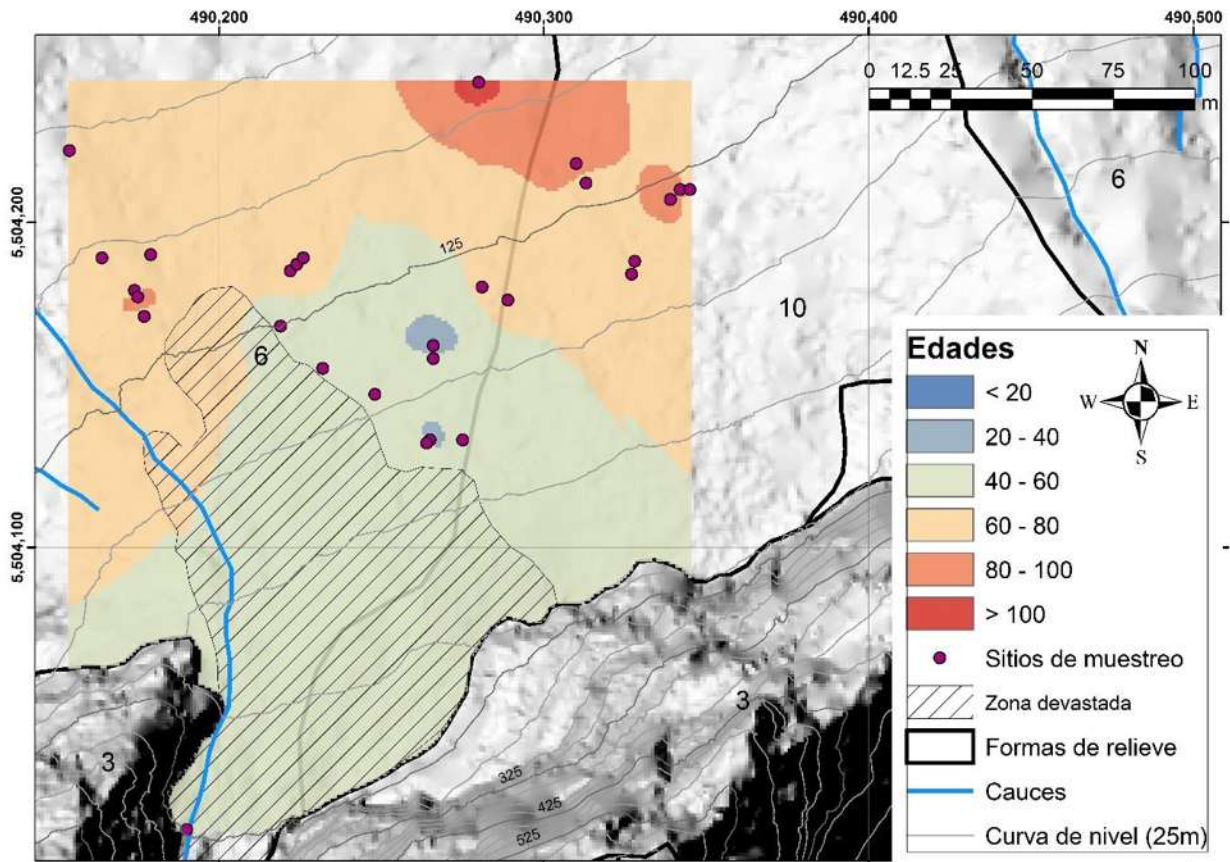


Figura 33. Edades del clúster 3. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 6 (Flujo de detritos).

Cronología de eventos geomorfológicos

Las 143 series dendrocronológicas contenían 911 anomalías de crecimiento (AC) inducidas por la actividad de caída de roca. Las AC fueron identificadas por medio de la observación bajo microscopio estereoscópico. El 82% de las respuestas correspondieron a supresión abrupta de crecimiento, seguida por los Ductos Resiníferos Tangenciales (DRT) con un 14% (Tabla 7). Por medio del concepto de Proceso-Evento-Respuesta de Shroder se identificaron 73 eventos en el periodo dendrocronológico de 1635-2017. Sin embargo, el periodo de análisis abarca de 1850-2017 debido a que antes de 1850 se cuenta con menos de 10 muestras y no sería un tamaño de muestra representativo para recrear la caída de rocas. No obstante, los tres sitios de muestreo sólo coinciden en el periodo de 1915-2017.

Tabla 7. Anomalías de crecimiento presentes en las series dendrocronológicas por clúster

Tipo de respuesta	Clúster 1	Clúster 2	Clúster 3	Total	AC
Supresión	249	346	160	755	82.9%
DTR	39	68	24	131	14.4%
Callo	4	12	5	21	2.3%
Madera de reacción	1	2	1	4	0.4%
				911	100.00%
				no. Eventos totales	74
				no. Eventos (1915-2017)	32

El evento más antiguo se identificó en 1646 con un valor del índice de Shroder de 100%, a causa de una supresión abrupta de crecimiento; sin embargo, debido a que el número de muestras para esa fecha está limitado a una sola muestra, no es posible definir que las evidencias encontradas corresponden a un evento de caída de roca, en contraste con el evento de 1991 se cuenta con un total de 135 muestras, cuyos índices de Shroder están representados significativamente, lo que permite asegurar la existencia de caída de roca, siendo los índices para el clúster 1 (60%), clúster 2 (47.92%), y clúster 3 (48.94%).

Al considerar los tres sitios de muestreo en conjunto, se identificaron 24 eventos de caída de roca en el periodo de 1850-2017, siendo 1991 el año con mayor importancia debido a su índice de Shroder (51.85%), el segundo año más importante es 1925 (36.9%), seguidos por 2015 (36.6%), 1855 (36.3%) (Figura 34).

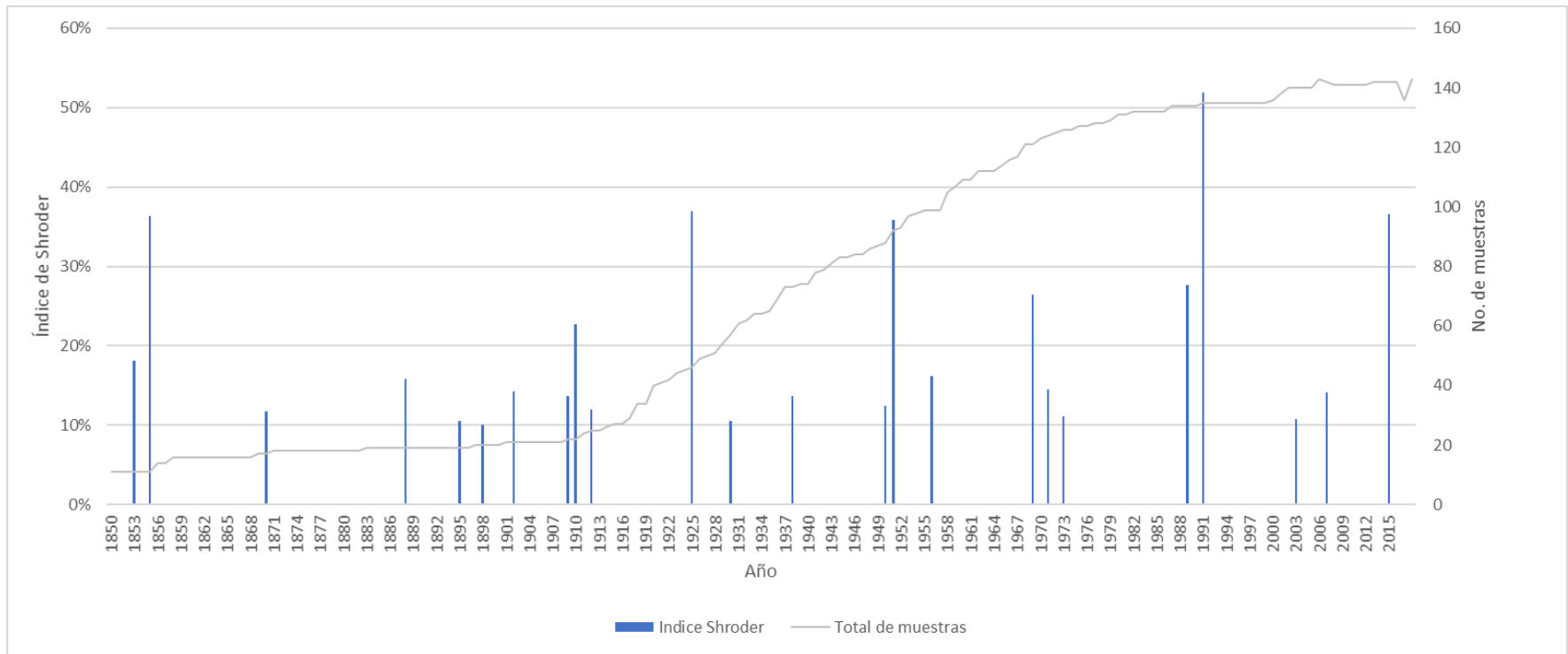


Figura 34. Cronología de eventos integrando los tres sitios de muestreo. La línea gris representa el total de muestras para cada año, y las columnas azules representan el índice Shroder

En el clúster 1 (Figura 35) se identificaron 31 eventos en un total de 42 series dendrocronológicas. Los años que tuvieron mayor índice de Shroder fueron 1925 (37%), 1951 (51%), y 1991 (60%). La década que tuvo mayor número de eventos fue de 1950-1960 donde se presentaron cinco eventos de caída de roca, mientras que de 1992-2007 hubo el mayor periodo de años con ausencia de eventos para este clúster.

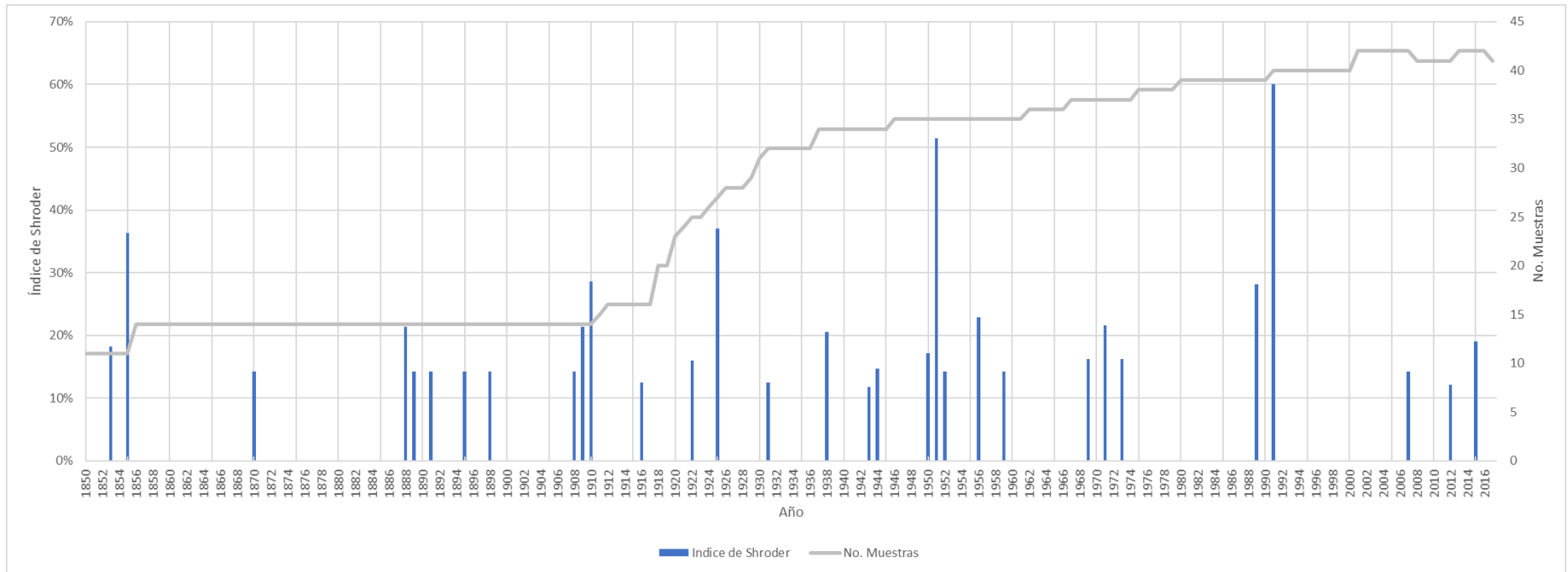


Figura 35. Tamaño de muestra y número de eventos de caída de roca recreados a través de las anomalías de crecimientos identificadas en las muestras del clúster 1.

En el clúster 2 (Figura 36) se identificaron 15 eventos en 47 series dendrocronológicas. Los años con mayor índice de Shroder fueron 1925 (40%), 1969 (33%), y 1991 (48%), y 2015 (38%). La década de 1920 fue el periodo que tuvo mayor número de eventos (3), y de 1971 a 1989 fue el periodo más extenso sin presentarse eventos.

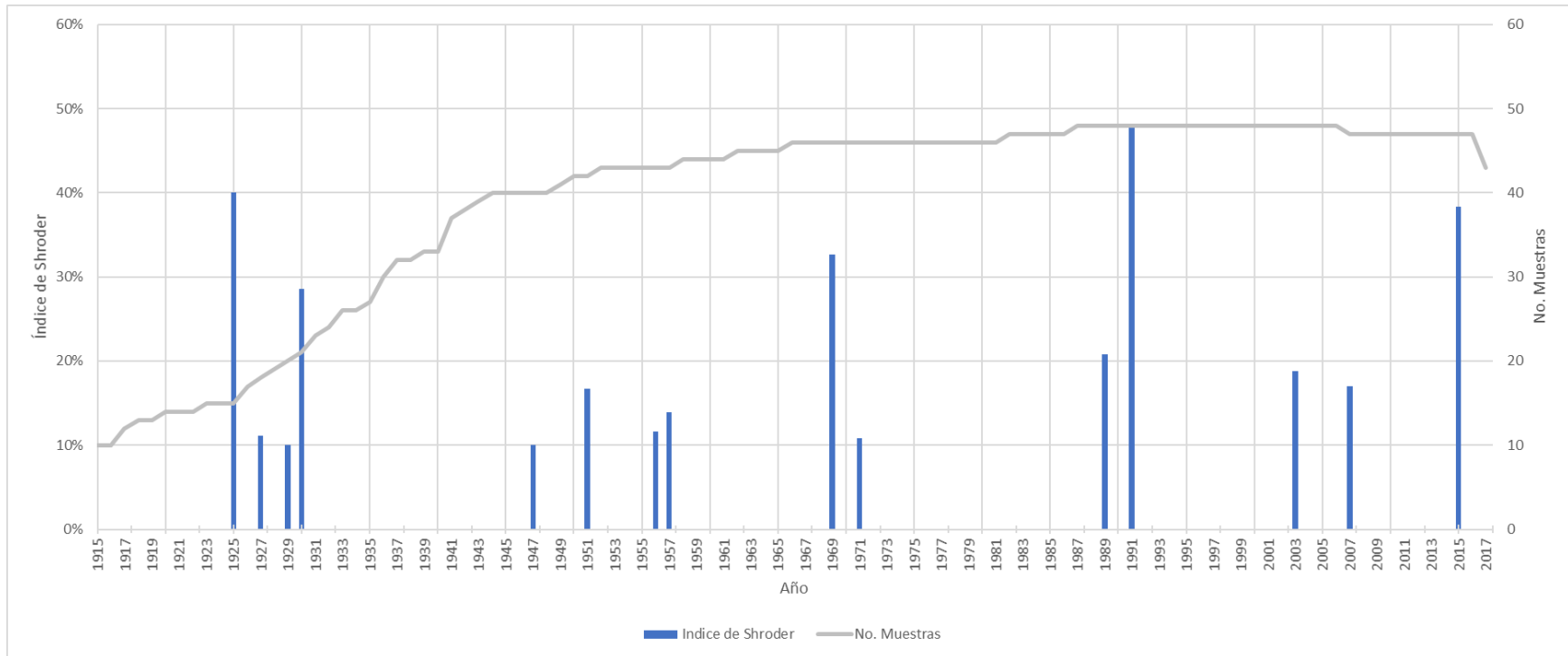


Figura 36. Tamaño de muestra y número de eventos de caída de roca recreados a través de las anomalías de crecimientos identificadas en las muestras del clúster 2.

En el clúster 3 (Figura 37) se identificaron 16 eventos en 53 series dendrocronológicas. Los años que tuvieron mayor índice de Shroder fueron 1951 (53%), 1991 (49%), y 2015 (48%). El periodo 1968-1973 tuvo el mayor número de eventos con un total de cuatro 4, mientras que de 1991 a 2007 no se identificó ningún evento.

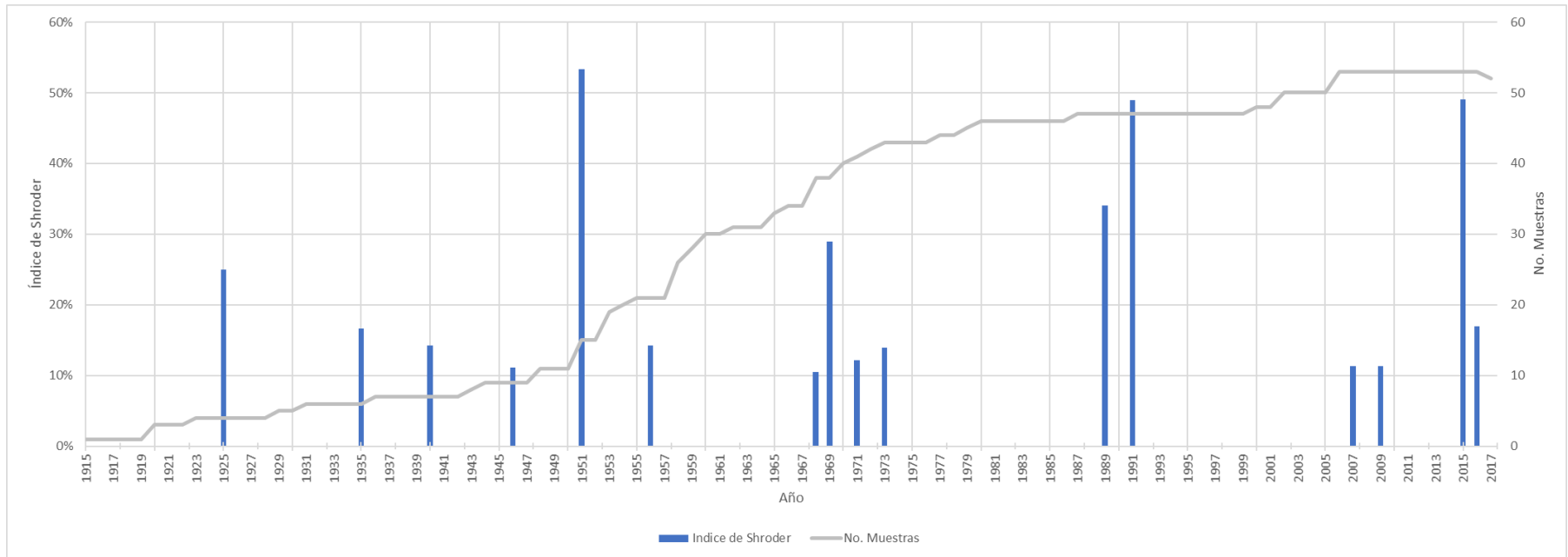


Figura 37. Tamaño de muestra y número de eventos de caída de roca recreados a través de las anomalías de crecimientos identificadas en las muestras del clúster 3.

La frecuencia de la caída de rocas en los escarpes de Stawamus Chief tuvo una alta presencia de eventos durante la primera mitad del siglo XX, disminuyendo drásticamente a partir de 1960. El periodo que tuvo mayor cantidad de eventos de caída de roca fue 1940-1959 con un total de 11 eventos y un índice de Shroder máximo de 53.33%, esto pudo haber sido ocasionado por el desarrollo habitacional de Valleycliffe; mientras que en el periodo de 1980-1999 sólo se registraron dos eventos; no obstante, se calculó el valor máximo (60%) del índice de Shroder para la serie (Figura 38).

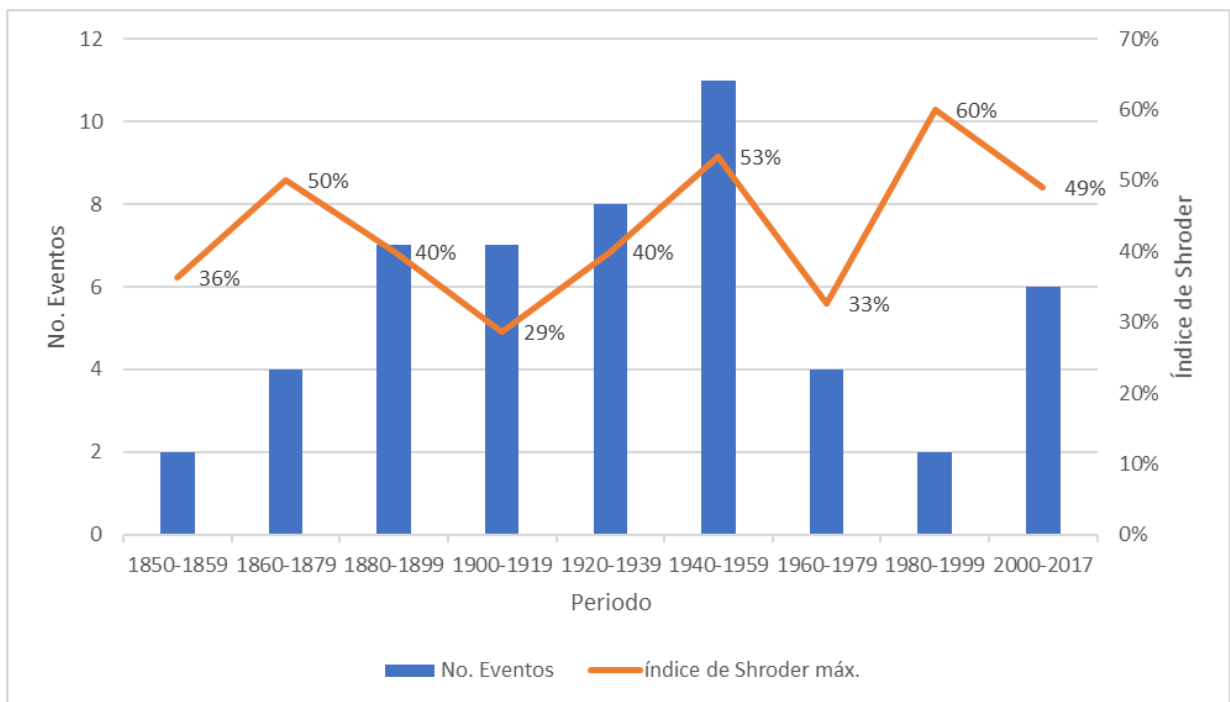


Figura 38. Número de eventos e índice máximo de Shroder en toda la zona de estudio por periodo de veinte.

Periodos de retorno

Se reconstruyó la actividad y variabilidad de la caída de roca espaciotemporalmente a través de las laderas cercanas al escarpe. La presencia de AC en el clúster 1 y 2 (Figura 39) no mantiene una distribución específica respecto a las elevaciones, sino que se ve delimitado por las unidades geomorfológicas; sin embargo, la actividad en el clúster 2 es mayor en comparación con el clúster 1, ya que presenta periodos de retorno más cortos (<14 años) y representa un talud con actividades más recientes, mientras que en el clúster 2 por falta de muestras cercanas a la pared no se tiene certeza del comportamiento de dicha zona.

En el clúster 1 (Figura 39), los periodos de retorno son amplios y presentan una zona de alta frecuencia de caída de rocas en la ladera muy inclinada, la cual está en contacto directo con un escarpe principal, y presenta periodos de retorno de 8 años o menos; no obstante, en esa misma unidad se tienen dos árboles más al norte y en elevación similar que presentan frecuencias más amplias (>18 años), los cuales están en mayor cercanía a la pared en comparación con los que se encuentran más al sur. Las edades en esta unidad son diferentes: en la parte norte, los árboles tienen edades menores a 120 años, mientras que la parte sur cuenta con árboles de edades superiores a 200 años. Las frecuencias en las partes bajas del talud escalonado presentan una coincidencia con las edades de los árboles, son árboles más longevos (>140 años) con frecuencias mayores a 14 años lo que permite un mayor desarrollo de árboles viejos y recuperación entre daños ocasionados; sin embargo, se cuenta con una cantidad mínima de árboles como para realizar una conjetura sobre la distribución de los periodos de retorno en la parte baja del talud.

El clúster 2 presenta edades consistentes con los periodos de retorno (Figura 39), las edades son homogéneas y menores a 100 años con periodos de retorno de 12 años y mientras más cercanos están los árboles de la pared presenta frecuencias superiores a 12 años; en esa misma zona, los árboles son de edades menores a 80 años, las cuales son consistentes con un periodo importante de eventos (1925-1930) donde se presentaron cuatro eventos, en 1925 hubo un evento registrado que presenta un índice de Shroder de 40%, lo cual pudo haber ocasionado ese flujo y derrumbado árboles en esa zona.

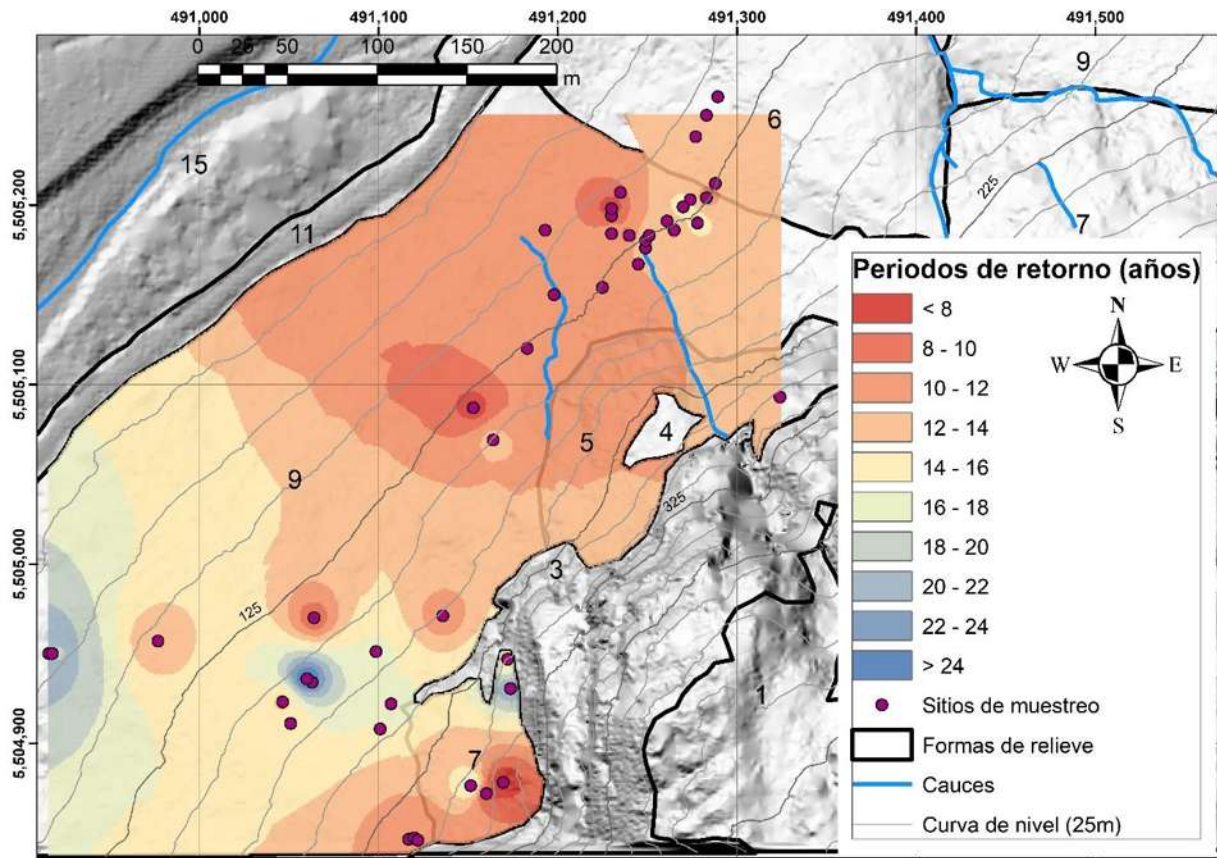


Figura 39. Mapa de periodos de retorno del clúster 1 y 2. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbral escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado), 11 (Talud inferior), 15 (Terraza inferior).

El clúster 3 presenta una distribución homogénea de los periodos de retorno (Figura 40) que no supera los 25 años, sin embargo, presenta una zona con periodos de retorno de 40 años en la parte cercana al escarpe representado por un árbol *Acer*, el cual fue muestreado directamente en el callo generado por una herida de 35cm de profundidad, y un *Tsuga heterophylla* decapitado, dichos árboles se encontraba en una zona devastada posiblemente por el evento del 2015 (Figura 41) y aunque mostraban diferentes heridas a alturas variadas, el único que presentó respuestas fue el *T. heterophylla* en 2016 a causa de una supresión abrupta de crecimiento debido a la decapitación. La zona ubicada entre las elevaciones de 100-150 m.s.n.m. presenta una distribución de periodos de retorno entre 10-15 años y los árboles tienen edades de 40-80 años, mientras que las zonas más altas presentan frecuencias >15 años y edades de 40-60 años, aunque solamente se muestrearon dos árboles en esa franja de elevaciones, los cuales estaban muy afectados y prácticamente aislados de otros árboles, exceptuando el árbol que se encuentra casi en el inicio del flujo de detritos (Figura 42).

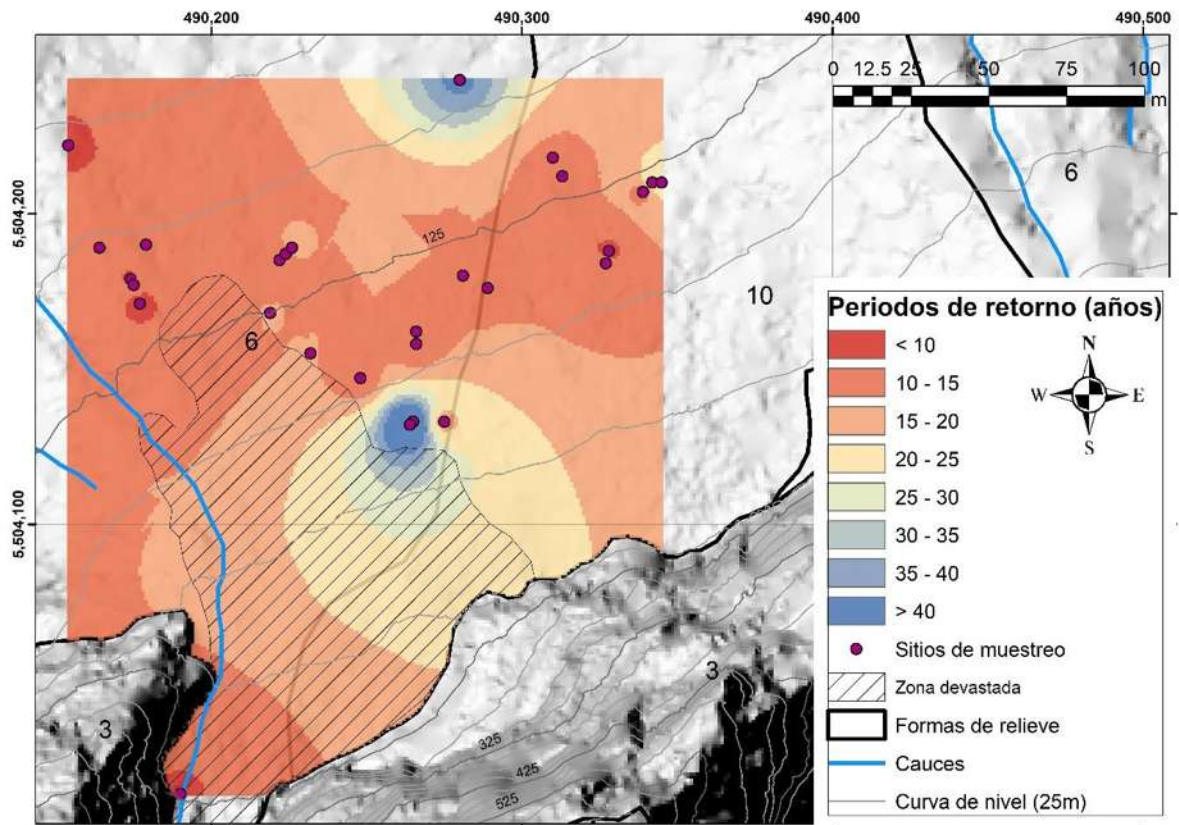


Figura 40. Mapa de periodos de retorno del clúster 3. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 6 (Flujo de detritos).



Figura 41. Árbol en el límite del flujo de detritos del clúster 3. Presentaba varios golpes a diferentes alturas y en su base se encontraba un tronco. La pendiente era de 60° con acceso limitado en medio de bloques de diferentes tamaños (>2m).



Figura 42. Único árbol en pie en el inicio de la zona del evento de caída de rocas del 2015 con diferentes procesos registrados en todo el tronco.

Distribución espaciotemporal de los daños

Los años que tuvieron el índice de Shroder mayor fueron 2015, 1991, 1989, 1969, 1951, 1925, 1855, los cuales se distribuyeron por toda el área. El año donde se identificó mayor número de árboles afectados fue 1991 con cuarenta y tres árboles distribuidos en los tres clústeres (14 árboles en el clúster 1 y 2, y 15 en el clúster 3).

En el 2015 se registró un evento de flujo de detritos donde se estima que hubo desprendimiento de 2,500 m³ de material desde una altura de 550 m, aproximadamente, y los bloques llegaron a alcanzar el camino Mamquam FSR (Ministry-of-Forest, 2015). En el clúster 3 (Figura 43) se registró el mayor número de árboles afectados con 18 árboles distribuidos entre las elevaciones 100-150 m, pero debido a la magnitud del evento se perdieron muchos árboles, limitando la toma de muestra en las fronteras de la zona devastada. En el clúster 1 y 2 (Figura 44) se presentaron desprendimientos en la ladera muy inclinada (clúster 1) y generó una alineación recta de los árboles afectados bajo dicha unidad geomorfológica.

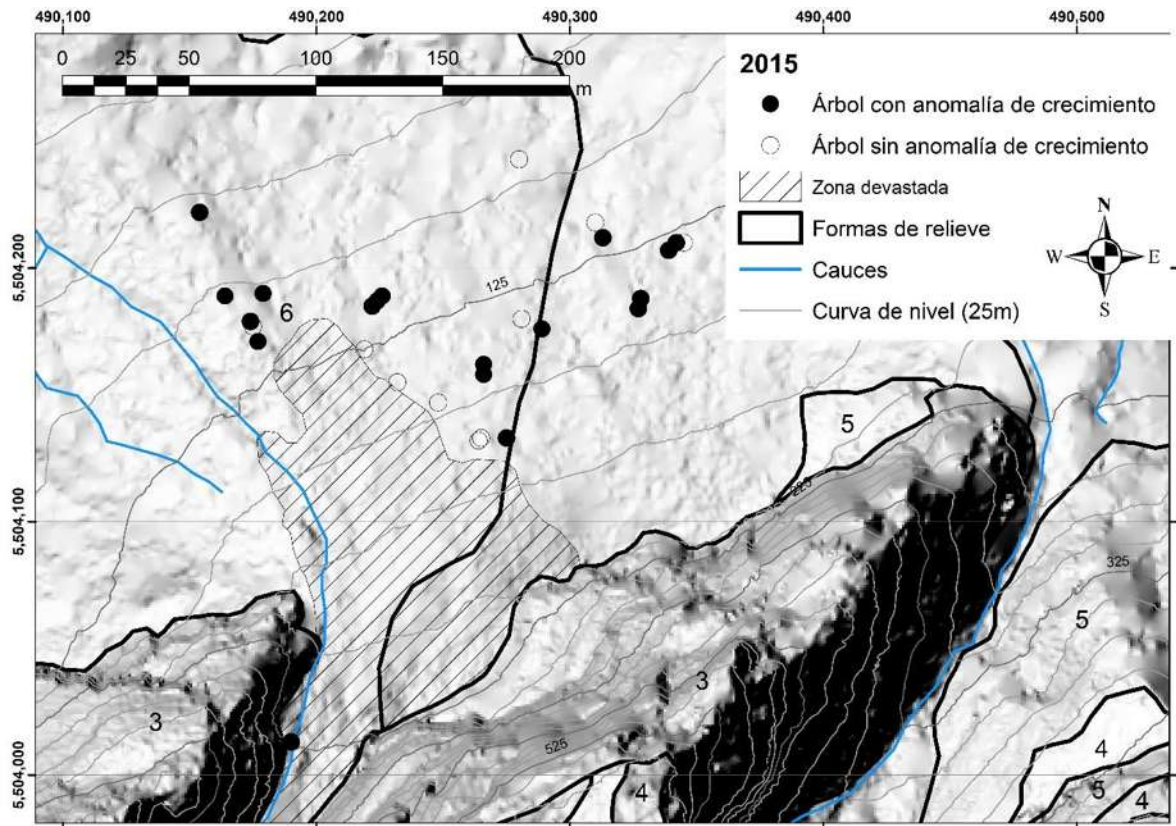


Figura 43. Daños resultantes de caída de roca en 2015 en el clúster 3. Treinta y cinco árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).

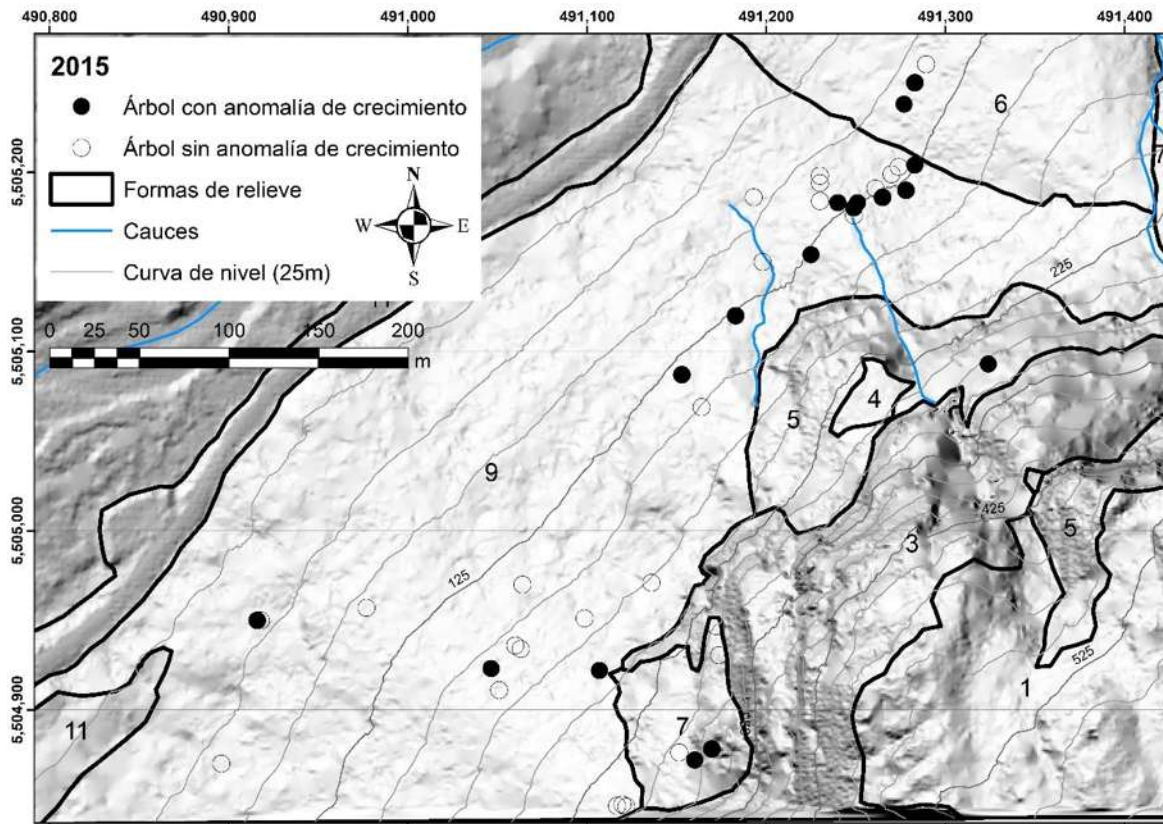


Figura 44. Daños resultantes de caída de roca en 2015 en el clúster 1 y 2. Treinta y cinco árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca (revisar Tabla 4 para nomenclatura de formas de relieve). Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbre escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado).

En 1991, 14 árboles fueron dañados en el clúster 1 y 2 (Figura 45), y quince en el clúster 3 (Figura 46) distribuidos entre las elevaciones de 100-150m en el clúster 2 y 3, mientras que en el clúster 1 los árboles dañados principalmente se encontraron en las elevaciones de 150-250m. Todos los árboles de la ladera muy inclinada presentaron afectaciones; en el clúster 1 y 2 no hubo afectaciones en los árboles que están por debajo de la cota de 100m, lo que puede indicar que ahí se encuentra la frontera para dicho evento.

En periódicos locales se reportaron inundaciones y flujo de detritos en las comunidades de Cheekeye (13.2 km de Squamish) y Britania el 3 de septiembre de 1991. El incremento en el río fue debido a una lluvia torrencial y continua durante días previos afectando a 500 personas de las Primeras Naciones (Busch, 1991), y estos eventos concuerdan con lo reportado por el P. ingeniero Frank Baumman, quien registró caída de roca en la parte baja del río Squamish el 20 de septiembre de 1991 (Ministry-of-Forest, 2015), concordando con un evento registrado en el muestro de esta investigación. Según los registros de precipitación de la estación

Squamish, hubo una lluvia de 143.8 mm el 1 de septiembre, 123.8 mm el 2 de septiembre, y 39.2 mm el 3 de septiembre. Cabe mencionar que Squamish y Cheekeye se encuentran en una zona delimitada como zona de riesgo ante flujo de detritos por pertenecer al abanico de Cheekeye, el cual incluye el río Squamish y el poblado de Cheekeye, siendo el río Stawamus el cauce que pasa en medio del poblado de Valleycliffe y el parque provincial Stawamus Chief (Squamish, 2020).

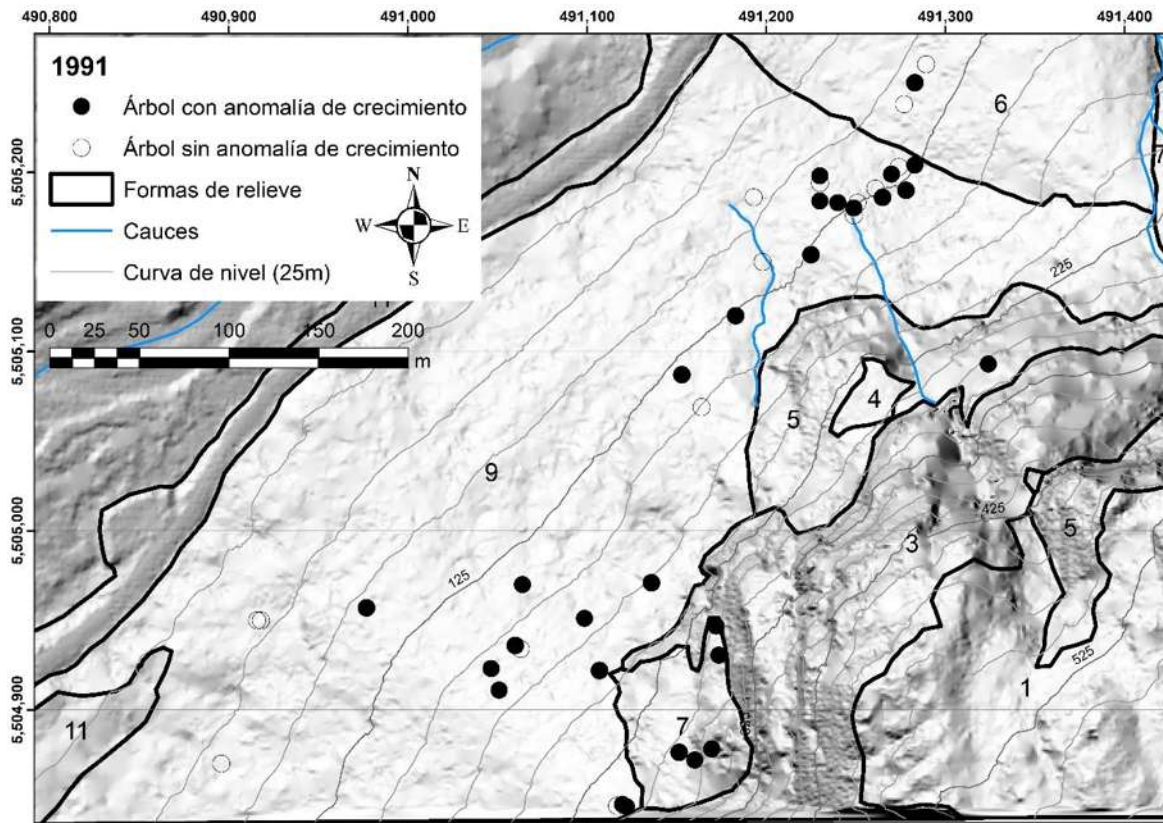


Figura 45. Daños resultantes de caída de roca en 1991 en el clúster 1 y 2. Cuarenta y tres árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbre escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado).

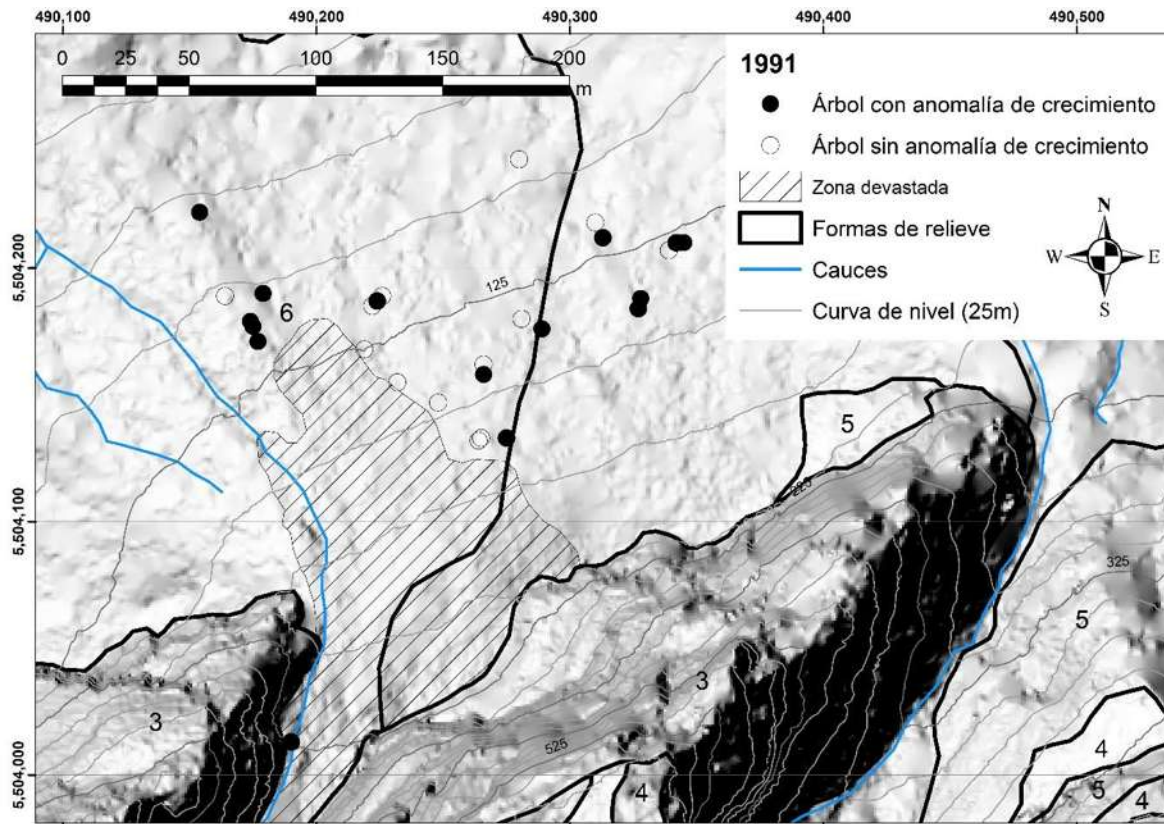


Figura 46. Daños resultantes de caída de roca en 1991 en el clúster 3. Cuarenta y tres árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).

En el evento de 1989 el clúster 3 presentó mayor número de árboles dañados con 11 (Figura 47), en clúster 1 hubo siete árboles dañados, y en el clúster 2 solamente seis (Figura 48). Para este evento se vuelve a presentar la frontera inferior de la cota 100 m como límite del alcance de rocas para este evento en específico.

Para el año de 1989 se tuvo una alta explotación del recurso maderable en terrenos privados del parque nacional de Shannon Falls, donde los pobladores se quejaron al respecto de los problemas visuales que eso ocasionaba, y el Ministerio de Forestería mencionó que existía un plan de tala de árboles en zonas planas en vez de hacerlo en las laderas, ya que representaba peligro de inestabilidad de laderas, sin embargo, esto no se respetaba (Bell, 1989).

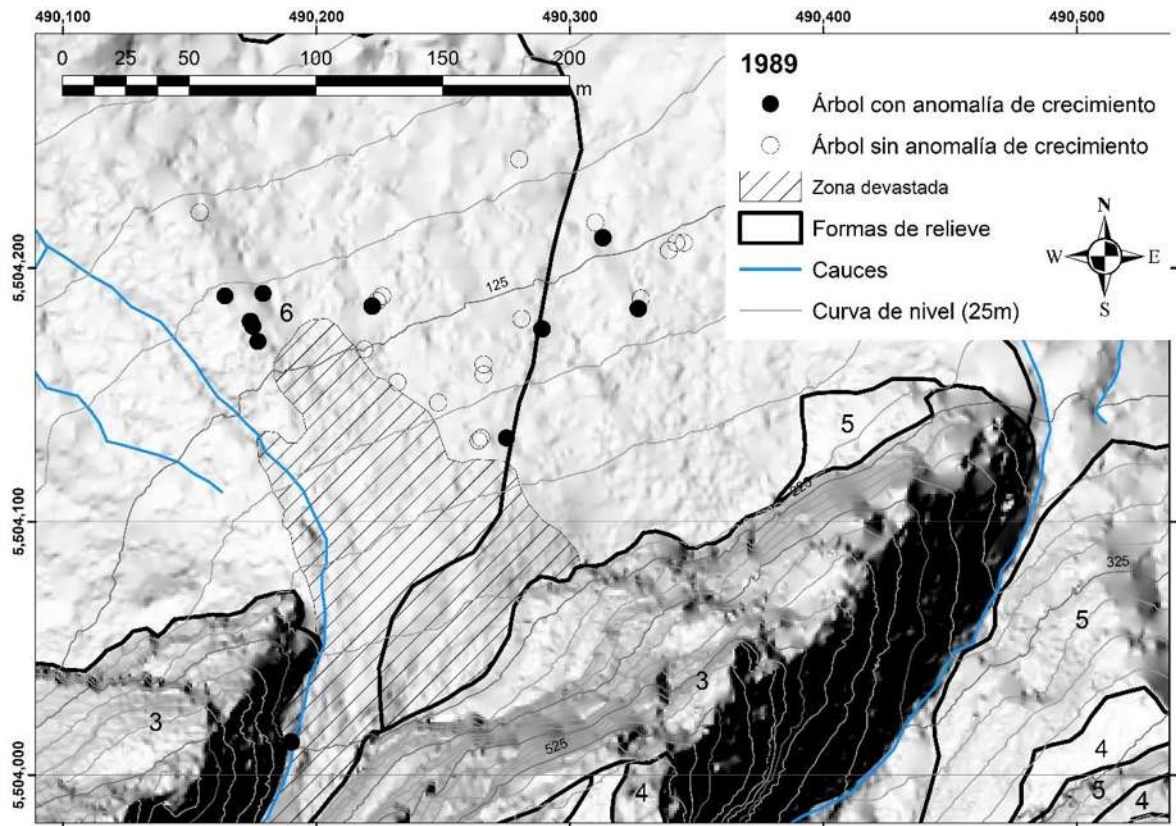


Figura 47. Daños resultantes de caída de roca en 1989 en el clúster 3. Veinticuatro árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).

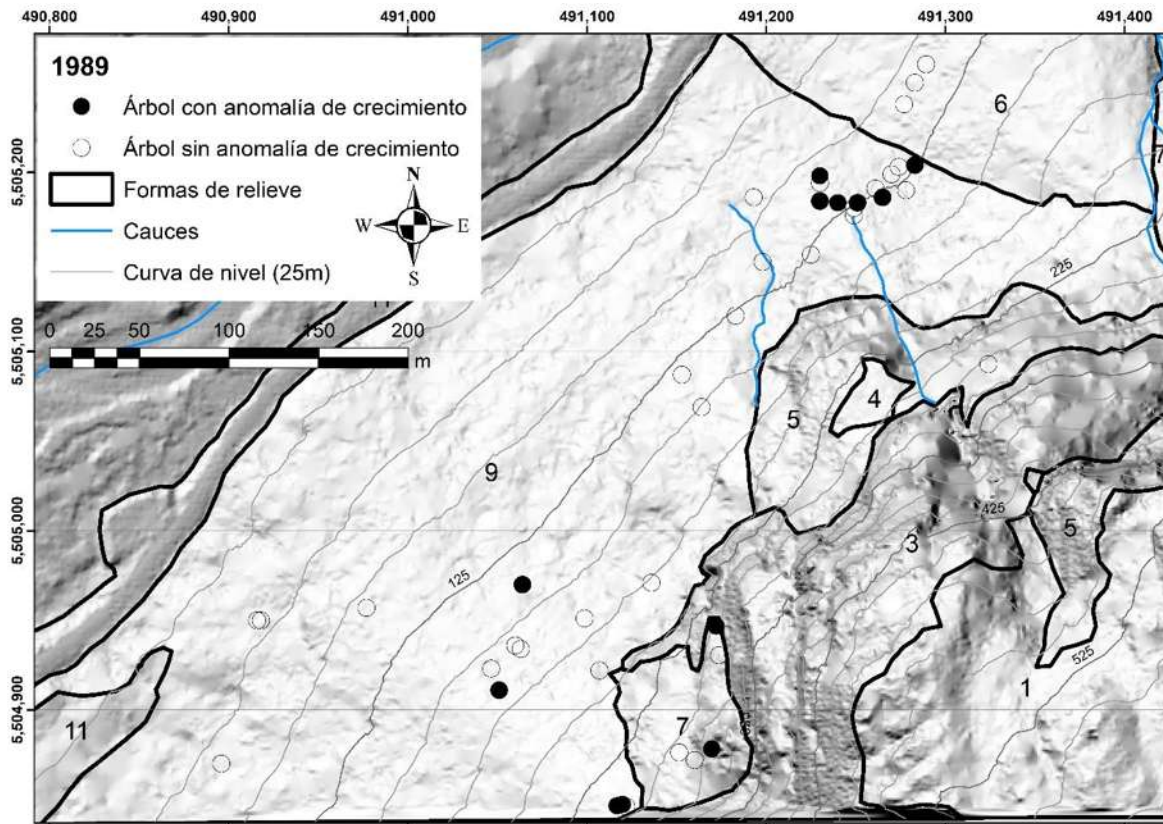


Figura 48. Daños resultantes de caída de roca en 1989 en el clúster 1 y 2. Veinticuatro árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbre escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado).

Durante el evento de 1969, 23 árboles fueron afectados en los tres clústeres presentándose cinco afectaciones en el clúster 1, nueve en el clúster 2 (Figura 49), y nueve en el clúster 3 (Figura 50). La mayor concentración de golpes se presentó entre las elevaciones 100-150 m en los tres clústeres. Se pudo observar que en el clúster 3 no hay afectación en el árbol que se encuentra al inicio del flujo de detritos, por lo que se puede inferir que la activación de dicho flujo fue después de la década de 1970; siendo el primer impacto de dicho árbol (SQA52) en 1971 e identificado por medio de una supresión abrupta de crecimiento, y en 1989 presentó una respuesta de ductos resiníferos tangenciales.

Durante la segunda mitad de la década de 1960 hubo un alto desarrollo habitacional en la provincia de Squamish, y se pretendía que para finales de 1973 se tuvieran terminados los complejos habitacionales y de comercios en Brackendale y Garibaldi, así como la reparación y construcción de varios puentes en la carretera 99, mientras que en Valleycliffe se planeaba la construcción de 6 casas tipo en la nueva sección

del poblado, además que se tuvo el registro de 20 nuevos lotes para construcción de casas (Construction boom undar way in Squamish , 1973).

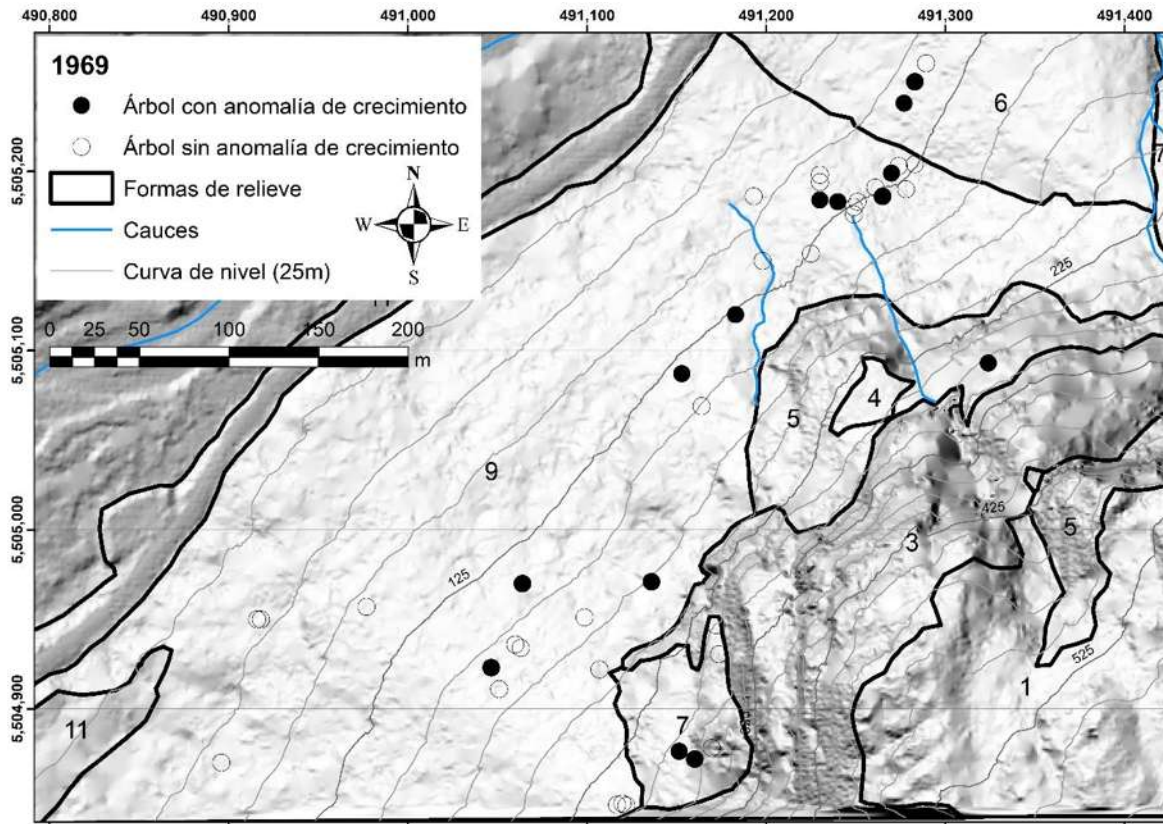


Figura 49. Daños resultantes de caída de roca en 1969 en el clúster 1 y 2. Veintitrés árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbre escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado).

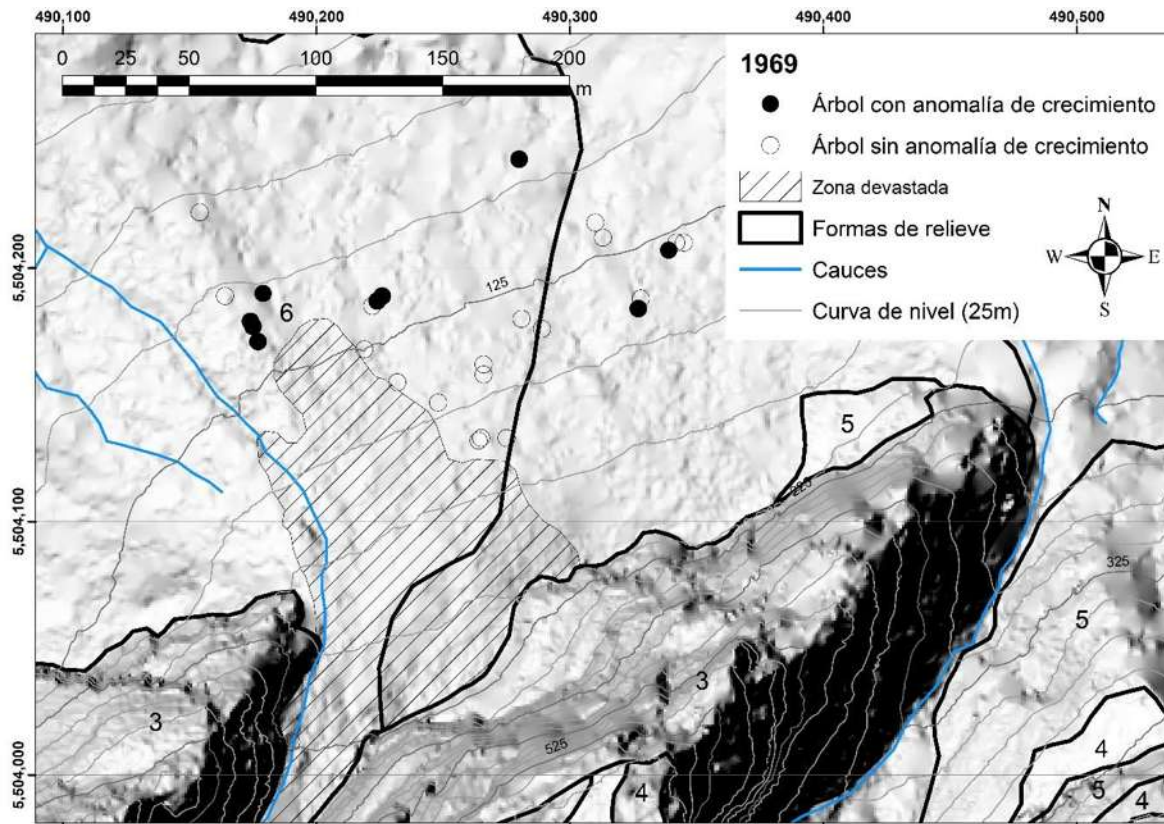


Figura 50. Daños resultantes de caída de roca en 1969 en el clúster 3. Veintitrés árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).

Para el evento de 1951, se identificaron 11 árboles dañados en el clúster 1, 5 en el clúster 2 (Figura 51), y 7 en el clúster 3 (Figura 52). Este evento tuvo mayor energía cinética debido a que los bloques desprendidos superaron la cota de 100 m en todos los clústeres, pero debido a que solamente fueron veintitrés árboles dañados pudo haber sido un evento de magnitud baja.

En un artículo del periódico The Squamish Time se menciona que hubo ráfagas de viento fuertes en 1951 que derrumbaron varios árboles en el bosque y en la comunidad, se documentó la destrucción de jardines, recomendando a la sociedad a permanecer en casa debido a la peligrosidad de los eventos (High winds hit Squamish area, 1951).

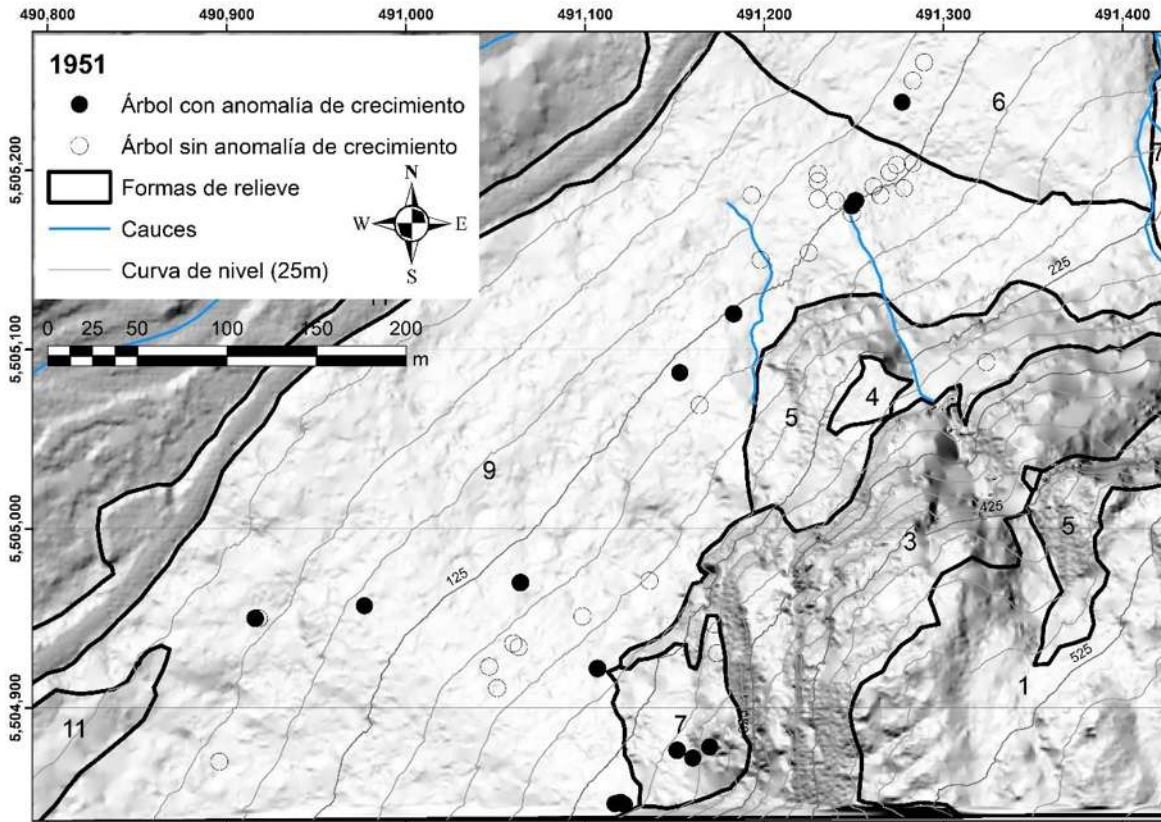


Figura 51. Daños resultantes de caída de roca en 1951 en el clúster 1 y 2. Veintitrés árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbre escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado).

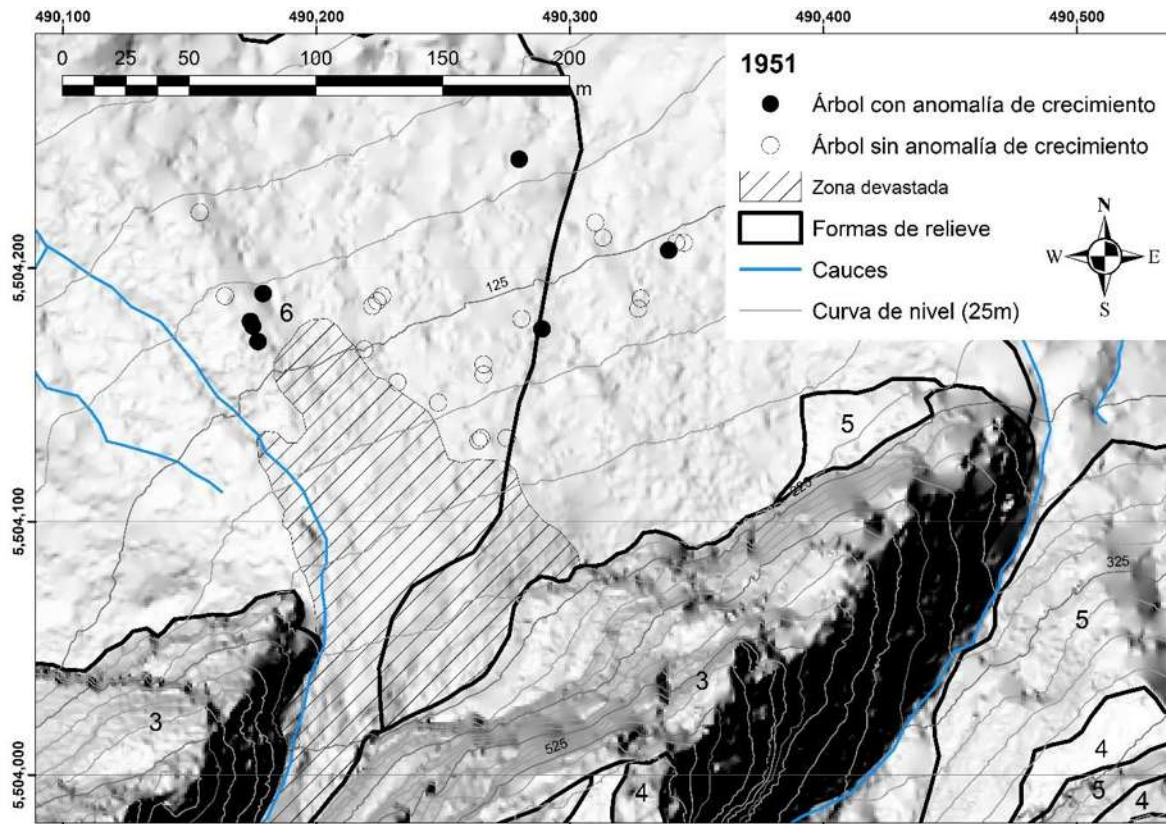


Figura 52. Daños resultantes de caída de roca en 1951 en el clúster 3. Veintitrés árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos).

El evento de 1925 tuvo únicamente 12 árboles dañados localizados principalmente en el clúster 1 y 2 (Figura 53), con ocho y tres árboles dañados respectivamente, y un único árbol dañado en el clúster 3. Hasta este año, ha estado activo el escarpe localizado en la ladera muy inclinada, por lo que es una zona a la cual debe prestarse especial interés respecto a la prevención de accidentes a los visitantes.

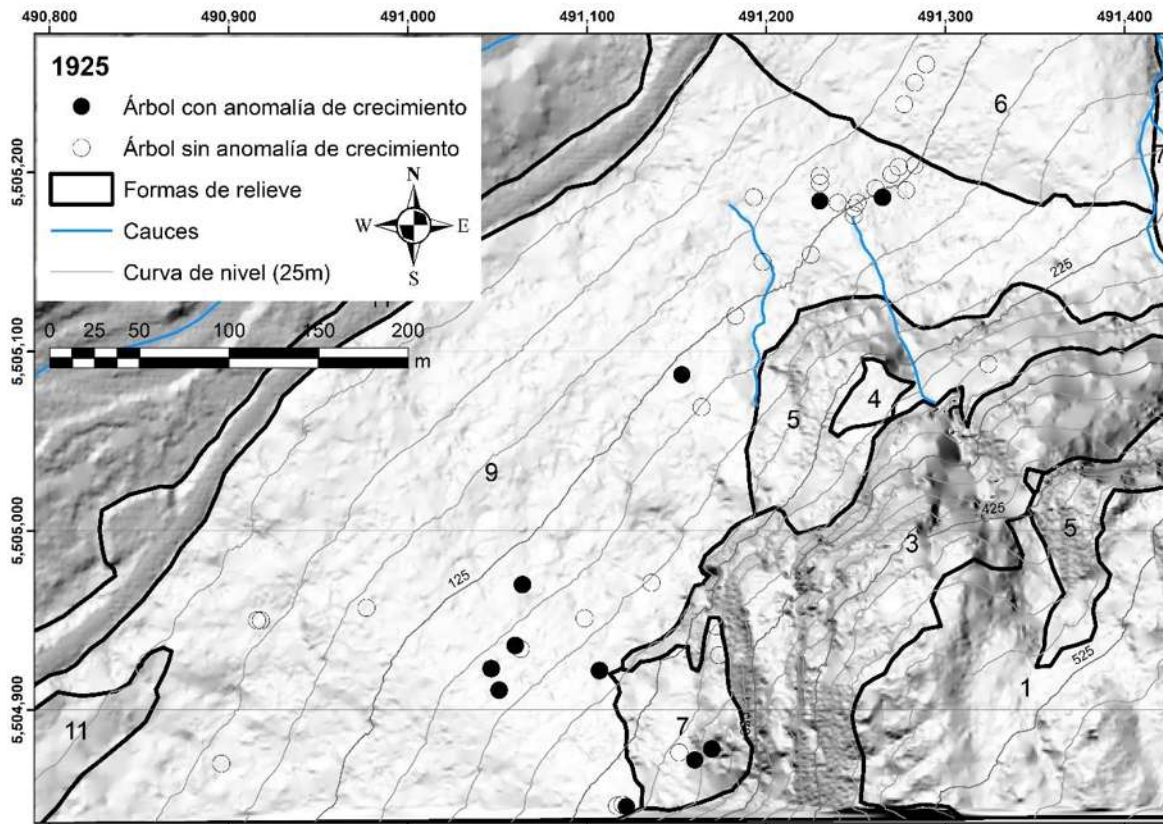


Figura 53. Daños resultantes de caída de roca en 1925 en el clúster 1 y 2. Doce árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbre escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado).

El evento de 1855 solamente afectó tres árboles del clúster 1 (Figura 54) correspondientes a edades superiores a 300 años sin activación del escarpe de la ladera muy inclinada.

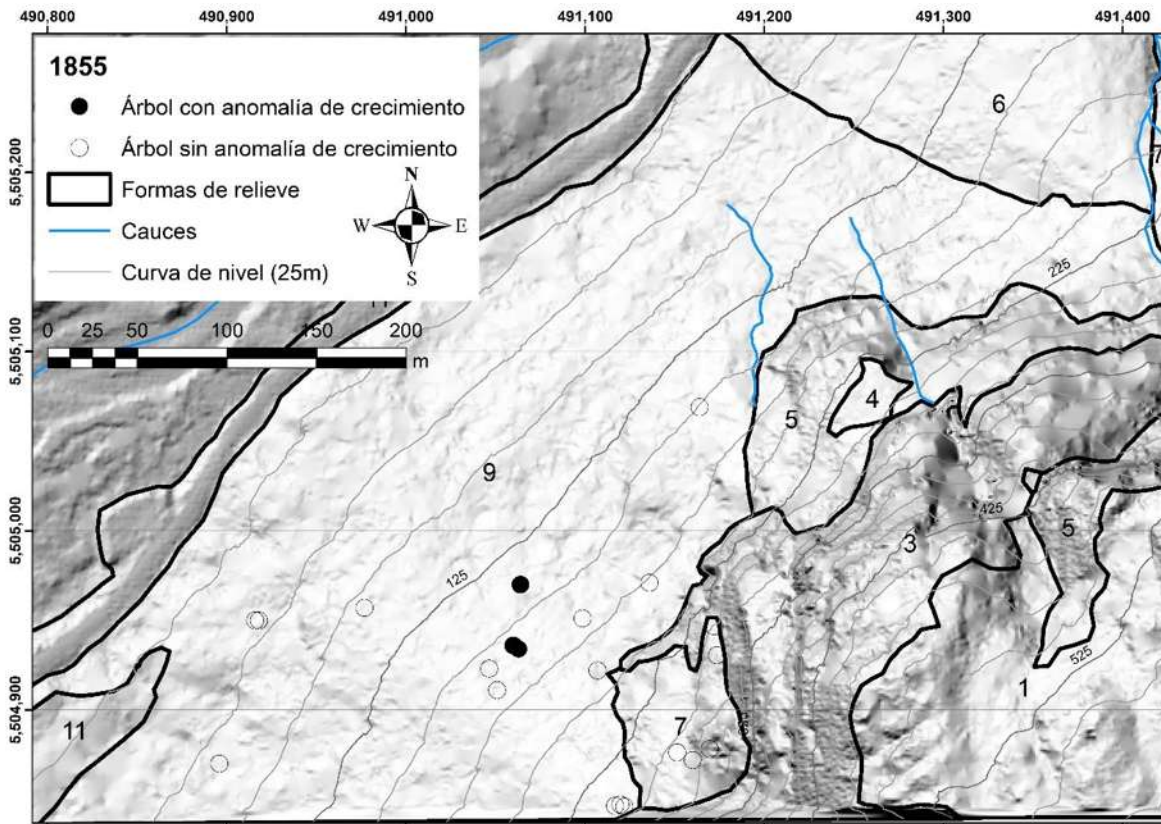


Figura 54. Daños resultantes de caída de roca en 1855 en el clúster 1 y 2. Tres árboles mostraron algún tipo de respuesta ante caída de roca. Simbología de formas de relieve: 1 (Superficie cumbre escalonada), 3 (Escarpe principal), 4 (Escalón), 5 (Escarpe secundario), 6 (Flujo de detritos), 7 (Ladera muy inclinada), 9 (Talud escalonado).

Factores detonantes: precipitación y sismos

Se analizaron datos de seis estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio, cuya distancia máxima a la zona de muestreo fue de 10.4 km. La primera observación data del 1 de octubre de 1959 en la estación Squamish, pero tenía un periodo prolongado de vacíos en su serie de datos, por lo que se decidió tomar a partir de 1960. El último dato corresponde a la estación Squamish Airport, cuyo periodo comprende de 1985 a 2017. Debido a la discontinuidad en algunas series de datos, se tuvieron que eliminar las estaciones de Garibaldi y ZZ Squamish

Después de hacer un análisis de consistencias por el método de curva de doble masa, se determinó que la estación con mejores datos era Squamish Airport (10476F0) localizada a 10.4 km de los sitios de muestreo. La serie de datos de esta estación contiene un total de 10,335 datos durante el periodo de 25 años, y con un 1% de datos faltantes.

Las otras tres estaciones cubren periodos de tiempo más cortos entre las décadas de 1980 y 2000. La estación STP Central tiene una distribución similar con Squamish Airport, y abarca un periodo que va de 1987 a 2005. El total de datos diarios de precipitación es de 34,346 y cubre un periodo de 56 años, en los cuales se presentaron doce eventos de caída de roca (Figura 55).

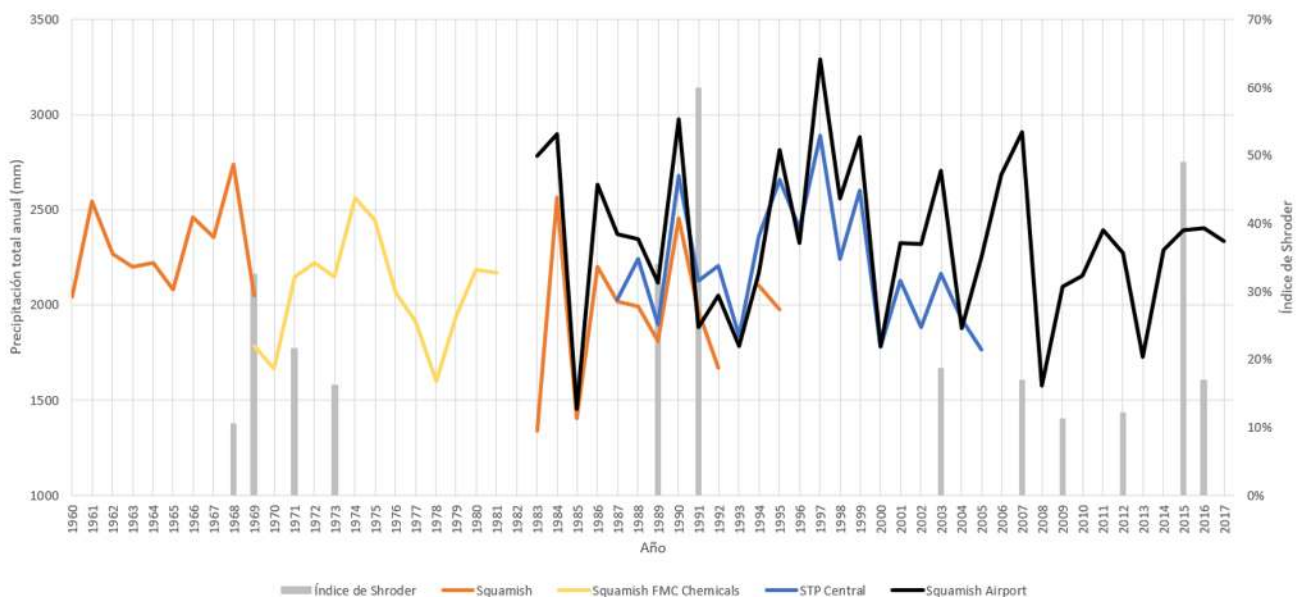


Figura 55. Registro de precipitación total anual de estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Elaboración propia (Pacific-Climate-Impacts-Consortium, 2019)

Durante el análisis de las precipitaciones se pudo observar que, la precipitación máxima de un día podía llegar a ser hasta de 186 mm. Se identificó que solamente en 2008 se registró una precipitación máxima diaria menor a 50 mm, por lo que representa una alta susceptibilidad a presentarse eventos de caída de roca cuyo detonante es la lluvia (Figura 56). Se identificó que la precipitación máxima anual supera los 50 mm, exceptuando por un único año, y existe una coincidencia con 4 eventos de caída de roca en los años de 1971, 1991, 2003, y 2007, cuya precipitación máxima diaria supera el umbral del mes de noviembre (119.3 mm).

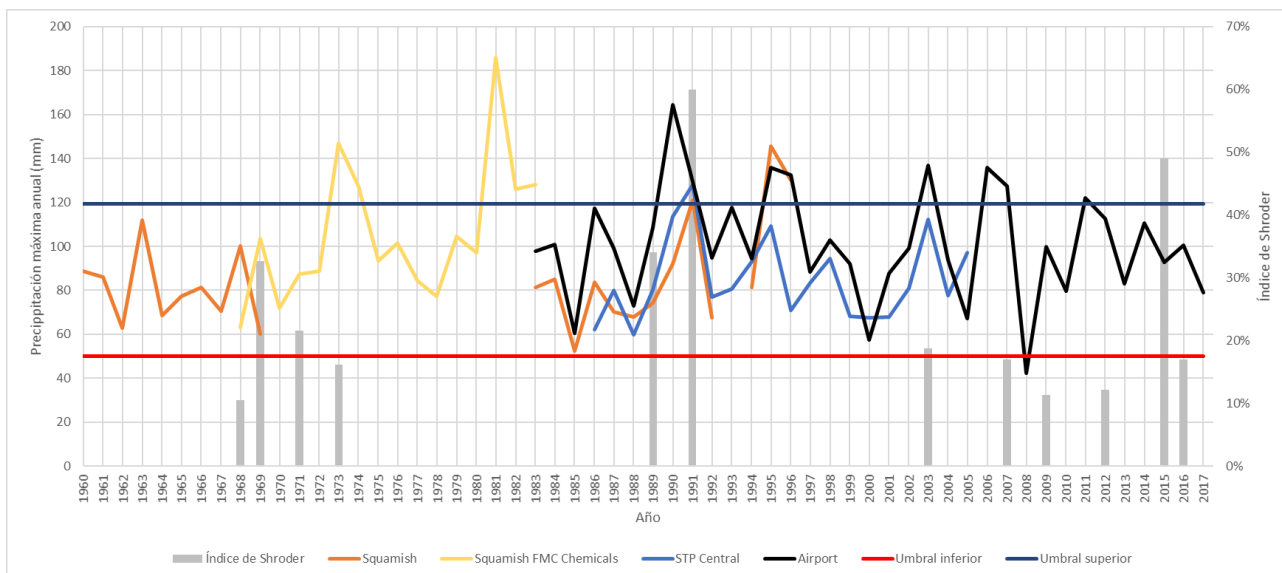


Figura 56. Precipitaciones máximas diarias de un año y la coincidencia con un evento de caída de roca.

Para determinar los efectos de la precipitación sobre la caída de roca se determinaron los meses húmedos y secos basándose en el índice de Gausson (Tabla 8) y el diagrama ombrotérmico (Figura 57), determinando que el periodo húmedo se presenta de septiembre a abril acorde al registro de datos de precipitación y temperatura de la estación Squamish Airport.

Tabla 8. Datos de precipitación y temperatura media mensual de la estación Squamish Airport

Variable	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Temp. media	1.9	3.7	5.9	9.0	12.5	15.4	18.0	17.9	14.6	9.4	4.3	1.1
Pm	126.6	126.2	99.8	78.4	53.8	38.4	62.8	71.4	73.2	145.2	119.3	112.9
2 tm	3.8	7.4	11.8	18.0	25.0	30.8	36.1	35.8	29.3	18.8	8.6	2.1
P/2tm	33.4	17.2	8.5	4.3	2.2	1.2	1.7	2.0	2.5	7.7	13.9	52.5
	Húmedo	Lluvioso	Lluvioso	Lluvioso	Lluvioso	Lluvioso	Lluvioso	Lluvioso	Lluvioso	Lluvioso	Lluvioso	Lluvioso

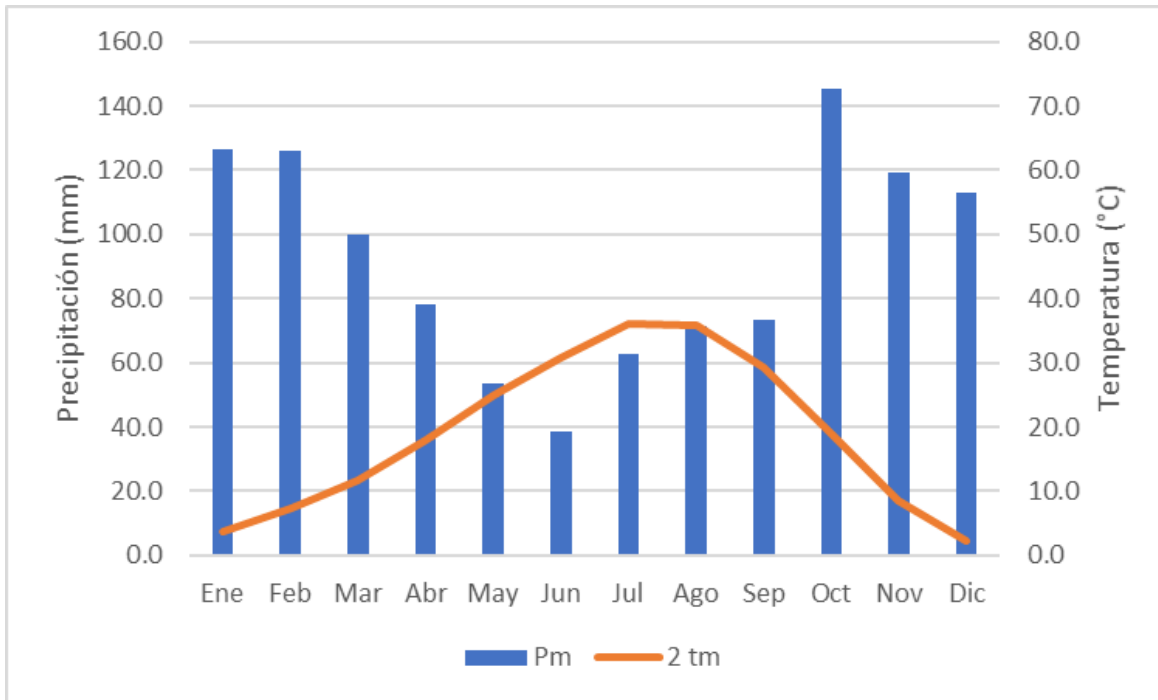


Figura 57. Diagrama ombrotérmico de la estación Squamish Airport

Al realizar el análisis de precipitaciones acumuladas para 3 y 5 días se observó que las precipitaciones máximas acumuladas de los meses entre noviembre a febrero resultan siempre mayores al umbral de 50 mm. El año que presentó la menor precipitación acumulada de tres días fue en 1969 con 71.4 mm en el mes de diciembre (Tabla 9).

Además, el mes noviembre es el momento máximo donde se desarrolla un pico en la cantidad de eventos de caída de roca en la carretera 99 y mantiene una alta correlación con las precipitaciones de mismo mes (Macciotta et al. 2017). Para la zona de estudio, la precipitación media mensual de noviembre corresponde a un valor de 119.3 mm, y representa el 5.5% de la precipitación total anual; y se observó en las precipitaciones acumuladas de tres y cinco días que, en los doce eventos de caída de roca, diez años presentan un valor superior de la precipitación acumulada desde los tres días, pero en el año de 1991 se presentó el índice de Shroder máximo en toda la serie de eventos de caída de roca (60%) con una precipitación del 230% de la precipitación de noviembre, y en 2009 también precipitó el doble de dicho umbral (Tabla 9).

Tabla 9. Precipitaciones acumuladas de tres y cinco días en el periodo de 1960-2017. Se resalta en negritas los años donde se superó el 10% de la precipitación anual.

Año	Índice de Shroder		Precipitación (mm)			% de la P. anual	
	Máx por clúster	Conjunto	Σ3días	Σ5días	Prec. Acum. anual	3días	5días
1968	10.5%	0.0%	206.7	228.3	2739.9	7.5	8.3
1969	32.6%	26.4%	71.4	124	2051.1	3.5	6
1971	21.6%	14.5%	134.1	173.5	2148.3	6.2	8.1
1973	16.2%	11.1%	187.2	205.2	2146.1	8.7	9.6
1989	34.0%	27.6%	183.4	214.8	2118.1	8.7	10.1
1991	60.0%	51.9%	194.8	273.8	2259.81	8.6	12.1
2003	18.8%	10.7%	167.8	248.4	2702.4	6.2	9.2
2007	17.0%	14.1%	238.3	251.6	2905.8	8.2	8.7
2009	11.3%	0.0%	189.4	289.4	2097.2	9.0	13.8
2012	12.2%	0.0%	155	173.5	2271.4	6.8	7.6
2015	49.1%	36.6%	215.2	246.2	2393.3	9.0	10.3
2016	17.0%	0.0%	50.8	172.5	2403.7	2.1	7.2

*superior al doble de la precipitación media de noviembre.

Los años de 1991, 2003, 2007, y 2015 precipitó en cinco días el doble de la precipitación de noviembre (119.3 mm) con los siguientes valores: 273.8 mm, 251.6 mm, 289.4 mm, y 246.2 mm, respectivamente. Por lo que estos valores podrían ser signos de lluvias torrenciales en la zona y tienen un alto impacto como detonante de la caída de roca en el escarpe.

En cuanto al factor detonante sísmico, la serie abarca un periodo de 406 años (1600-2006) con un total de 161 sismos significativos, de los cuales 64 se registraron dentro de la provincia de CB con una magnitud promedio de 6.38° Richter y solamente cinco sismos tuvieron una magnitud menor a 6. Diez sismos coincidieron con los eventos identificados en los anillos de crecimiento de los árboles de los tres clústeres (Figura 58).

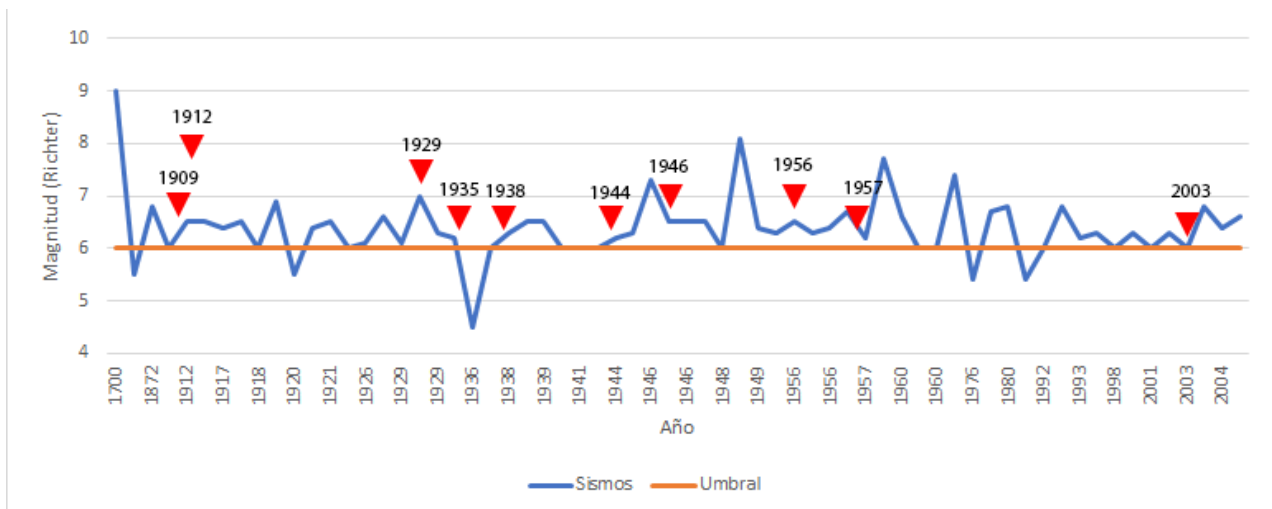


Figura 58. Sismos históricos en CB donde se representa con los triángulos rojos la coincidencia de un sismo con un evento de caída de roca

El clúster 1 registró 20 eventos, de los cuales se tuvo una coincidencia con tres sismos significativos (1938, 1944, 1956), ocho eventos de precipitación acumulada de tres y cinco días mayores al 3% de la precipitación acumulada anual (1969, 1971, 1973, 1989, 1991, 2007, 2015), y un evento de viento (1951) que fue reportado en un periódico local (Figura 59).

Referente al detonante sísmico, se registró la presencia de tres sismos que coincidieron con índice de Shroder superior al 10%. Por ejemplo, en 1938 se calculó un índice de Shroder con valor de 21%, lo que coincide con un sismo de magnitud 6.3; siendo el clúster 1 el único que presentó evento de caída de roca para dicho año. En 1944 se registró un sismo de magnitud de 6.2, que coincide con un índice de Shroder del 15%, siendo el único clúster que presentó evento. En 1956, se registró un sismo de magnitud de 6.5, que coincide con un índice de Shroder de 23%; en ese mismo año también se registraron lluvias torrenciales en la zona que dejaron inundaciones hasta de 30.5 cm en el centro de Squamish (Storm drain for Squamish, 1956).

Las lluvias se relacionaron con un evento de caída de roca en 1969 donde la precipitación de tres días alcanzó los 71.4 mm (3.5%), que se asocia con un índice de Shroder de 16%. En 1971 la precipitación registrada en tres días fue de 134.1 mm (6.2%), y se asocia a un índice de Shroder de 22%. En 1973 la precipitación de tres días alcanzó 187.2 mm (8.7%), que se asocia a un índice de Shroder de 16%. En 1989; donde la precipitación de tres días fue de los 183.4 mm (8.7%), que se asocia con un índice de Shroder de 28%. En 1991 la precipitación acumulada en cinco días fue de 273.8 mm (12.12%), el evento de caída se asocia con un índice de Shroder de 60%. En 2007 la precipitación fue en tres días 238.3 mm (8.2%), y se asoció a un índice de Shroder de 14%. En 2012 la precipitación de tres días

alcanzó los 173.5 mm (6.8%), y se asocia a un índice de Shroder de 12%. En 2015 la precipitación acumulada en tres días fue de 215.2 mm (9%), y se asocia a un índice de Shroder de 19%.

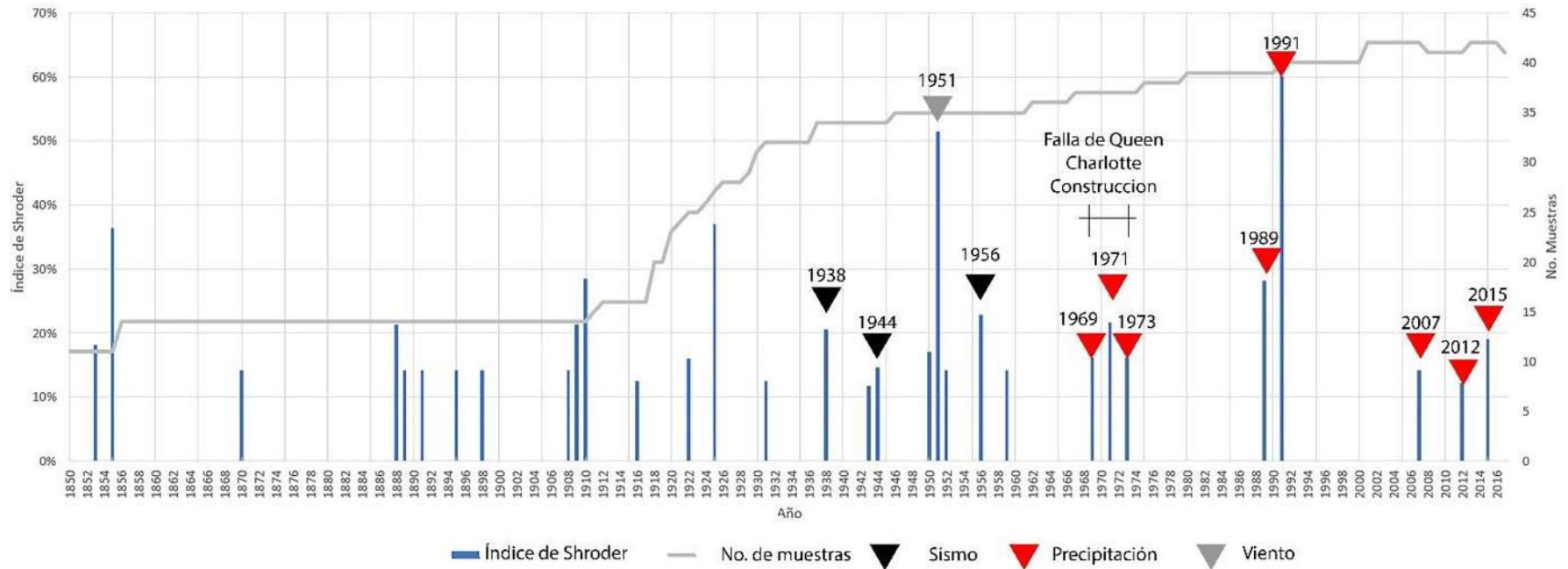


Figura 59. Cronología de eventos del clúster 1 y su coincidencia con posibles factores detonantes. Las flechas negras indican sismo, las flechas rojas indican precipitaciones acumuladas de tres o cinco días superiores al 10% de la precipitación acumulada anual, y las flechas grises indican vientos fuertes.

En el clúster 2 se registraron 15 eventos teniendo coincidencia con cuatro sismos (1929, 1956, 1957, 2003), siete eventos de precipitación acumulada de tres y cinco días mayores al 3% de la precipitación acumulada anual (1969, 1971, 1989, 1991, 2003, 2007, 2015), y un evento de viento registrado en un periódico local (Figura 60).

El factor detonante sísmico se presentó en cuatro años diferentes, donde posiblemente desencadenó la caída de rocas en dichos años. En 1929 se asocia un sismo de magnitud 6.1 con eventos de caída de roca registrando un índice de Shroder de 10%. En 1956 se presentó un sismo de 6.5 y se asocia a un evento de caída de roca, el cual tiene un valor del índice de Shroder de 12%. También se registraron lluvias torrenciales en Squamish que dejaron inundaciones hasta de 30.5cm en el centro del asentamiento (Storm drain for Squamish, 1956). En 1957 se presentó un sismo de 6.2 que coincide con un

valor del índice de Shroder de 14%. En 2003 se registró un sismo de magnitud 6 que coincide con la caída de rocas y un índice de Shroder de 19%.

En 1969 la precipitación de tres días alcanzó los 71.4 mm (3.5%), que se asocia con un índice de Shroder de 33%. En 1971 la precipitación fue en tres días 134.1 mm (6.2%), y se asocia a un índice de Shroder de 29%. En 1989, la precipitación de tres días fue de 183.4 mm (8.7%), que se asocia con un índice de Shroder de 21%. En 1991 la precipitación acumulada en cinco días fue de 273.8mm (12.12%), el evento de caída se asocia con un índice de Shroder de 48%. En 2007 la precipitación fue en tres días 238.3 mm (8.2%), y se asoció a un índice de Shroder de 17%. En 2015 la precipitación acumulada en tres días fue de 215.2 mm (9%), y se asocia a un índice de Shroder de 38%.

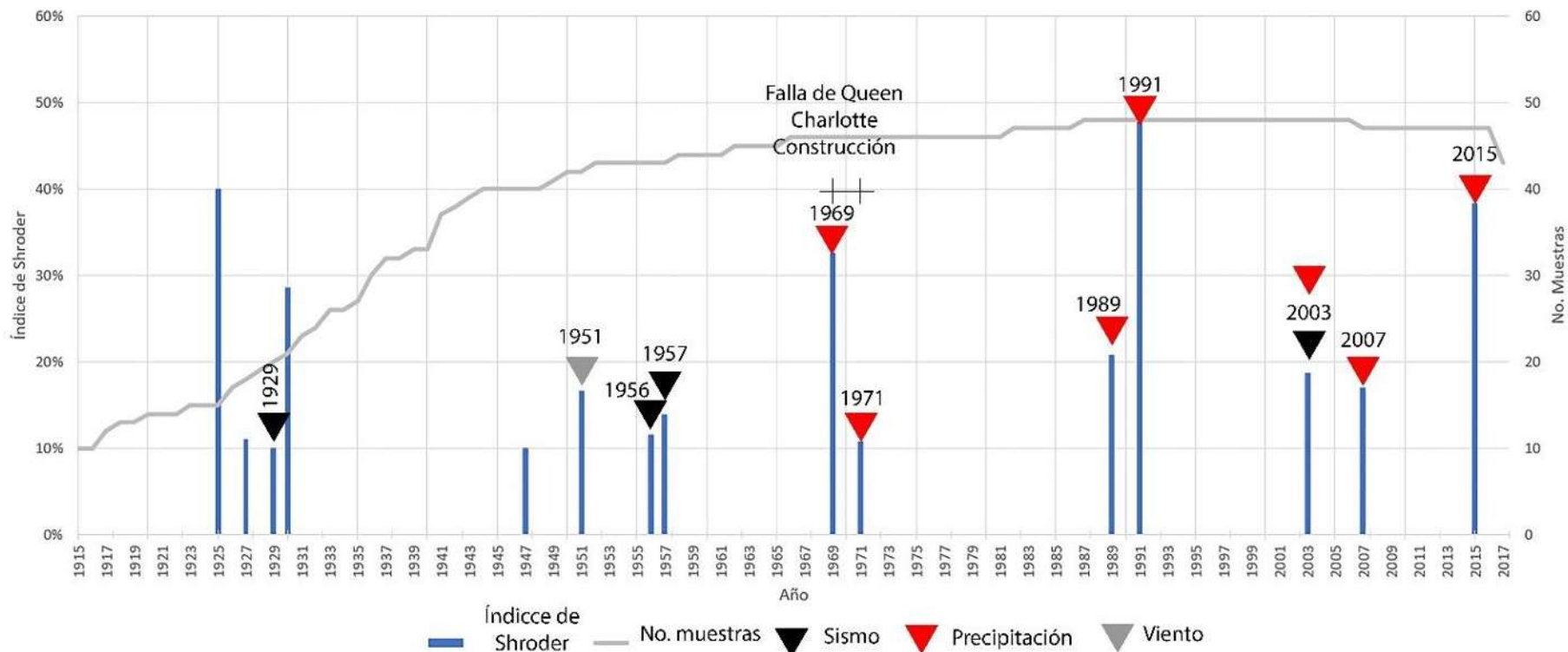


Figura 60. Cronología de eventos del clúster 2 y su coincidencia con posibles factores detonantes. Las flechas negras indican sismo, las flechas rojas indican precipitaciones acumuladas de tres o cinco días superiores al 10% de la precipitación acumulada anual, y las flechas grises indican vientos fuertes.

En el clúster 3 se registraron 16 eventos, los cuales coincidieron con tres sismos (1925, 1946, 1956), diez eventos de precipitación acumulada de tres y cinco días mayores al 10% de la precipitación total anual (1968, 1969, 1971, 1973, 1989, 1991, 2007, 2009, 2015, y 2016), y un evento de viento (1951) registrado en un periódico local (Figura 61). En 1935 se registró un sismo de 6.2 asociado a un evento con un índice de Shroder de 17%. El sismo de mayor magnitud se presentó en 1946 con un valor de 7.3 que causó evento de caída de roca únicamente en el clúster 3 asociado a un índice de Shroder de 11%. En 1956 se registró un sismo de magnitud 6.5 asociado a un índice de Shroder de 14%.

En 1968 la precipitación de tres días fue de 206.7 mm (7.5%), que se asocia con un índice de Shroder de 11%. En 1969 la precipitación de tres días fue de 71.4 mm (3.5%), que se asocia con un índice de Shroder de 29%. En 1971 la precipitación alcanzó en tres días 134.1 mm (6.2%), y se asocia a un índice de Shroder de 12%. En 1973 la precipitación de tres días fue de 187.2 mm (8.7%), que se asocia a un índice de Shroder de 14%. En 1989 la precipitación de tres días alcanzó los 183.4 mm (8.7%), que se asocia con un índice de Shroder de 34%. En 1991 la precipitación acumulada en cinco días fue de 273.8mm (12.12%), el evento de caída se asocia con un índice de Shroder de 49%. En 2007 la precipitación de tres días fue de 238.3 mm (8.2%), que se asocia a un índice de Shroder de 11%. En 2009 la precipitación acumulada de cinco días 289.4mm (13.8%) asociados con un índice de Shroder de 11%. En 2015 precipitaron en tres días 215.2 mm (9%), que se asocia a un índice de Shroder de 49%. Y en 2016 la precipitación de tres días fue únicamente 50.8 mm (2.1%), y se asocia a un índice de Shroder de 17%.

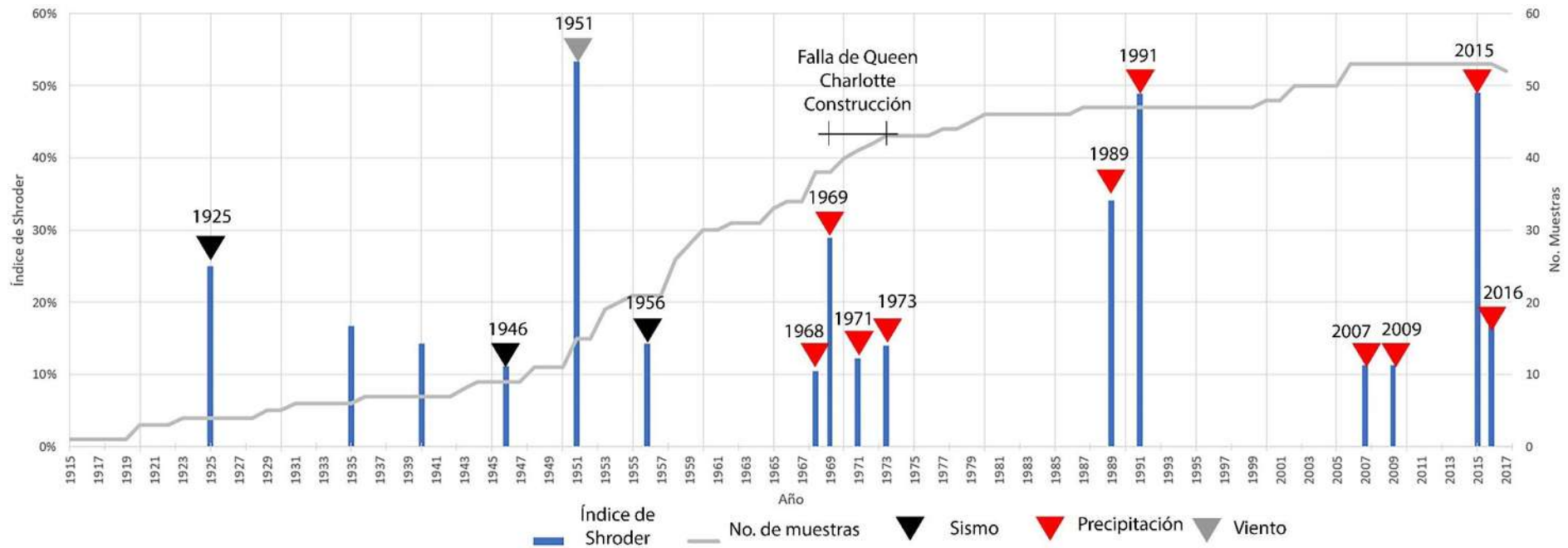


Figura 61. Cronología de eventos del clúster 3 y su coincidencia con posibles factores detonantes. Las flechas negras indican sismo, las flechas rojas indican precipitaciones acumuladas de tres o cinco días superiores al 10% de la precipitación acumulada anual, y las flechas grises indican vientos fuertes.

La evaluación con el total de muestras se recrearon 51 eventos de caída de roca, existiendo una coincidencia con sismos en 7 años (14%), 12 eventos (24%) con presencia de lluvias superiores diarias o acumuladas a 50mm, y un evento de vientos fuertes en Squamish (2%). Por lo que se puede inferir que el factor meteorológico tiene mayor importancia sobre el factor sísmico en la zona de estudio (Figura 62).

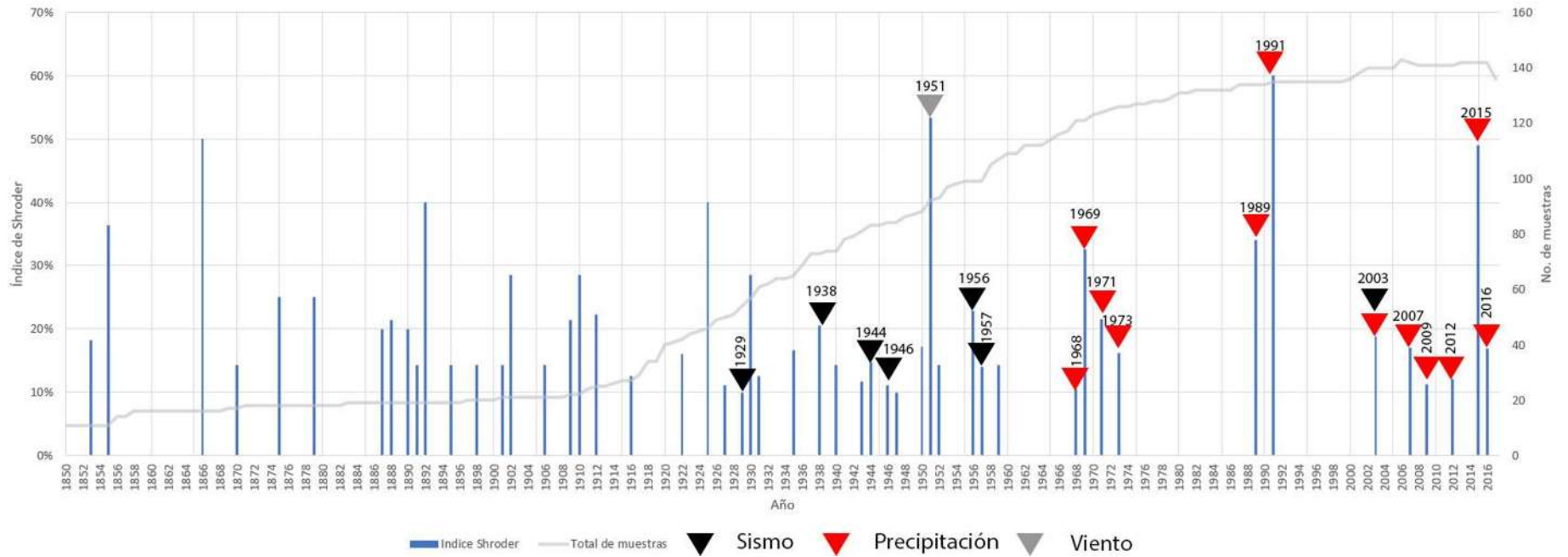


Figura 62. Cronología de eventos de toda la pared del escarpe y su coincidencia con posibles factores detonantes. Las flechas negras indican sismo, las flechas rojas indican precipitaciones acumuladas de tres o cinco días superiores al 10% de la precipitación acumulada anual, y las flechas grises indican vientos fuertes

Discusión

En esta investigación se muestrearon 79 árboles para la evaluación del peligro por caída de rocas y se calculó el índice de Shroder al 10%, como indicador de eventos geomorfológicos peligrosos. Los valores del índice de Shroder obtenidos en la presente investigación son consistentes con los reportado en estudios previos para la reconstrucción de diferentes procesos geomorfológicos en Estados Unidos (Shroder, 1978), Francia (Corona et al. 2014), Canadá (Lafortune et al., 1997), Ucrania (Šilhán et al., 2012), entre otros, por lo que se consideran adecuados para la reconstrucción de caída de roca (Corona et al., 2014). En este estudio se utilizó un índice de Shroder de 10%, ya que es un valor adecuado cuando se muestrean alrededor de 60 árboles (Morel et al., 2015), es decir, el número de muestras recolectadas para este estudio fue adecuado para identificar la caída de rocas en un periodo de 167 años. Un tamaño de muestra menor sólo permite reconstruir periodos de tiempo más cortos (Trappman et al. 2013; Morel et al., 2015).

El muestreo dendrocronológico dentro del área de estudio fue selectivo; apoyándose en el conocimiento experto de los académicos de la Universidad de Simon Fraser (SFU) y profesionales de la zona. Acorde a lo recomendado por Stoffel (2005), no se pudo realizar una zonificación del muestreo respecto al origen del material. Por otra parte, Moya et al. (2010) mencionan que se deben definir trayectos según las elevaciones de la zona o sitios con actividad observada, mientras que Lan et al. (2010) recomiendan identificar previamente las zonas riesgosas que hayan presentado caída de roca a partir de bases de datos espaciales. El muestreo en Stawamus Chief se realizó únicamente buscando los árboles que presentaran heridas visibles y respuestas en el tallo que correspondieran a daños por caída de roca, debido a que los documentos detallados fueron accesibles hasta el arribo a la zona de estudio, en conjunto con el conocimiento de expertos en el sitio. Lafortune et al. (1997) mencionan que deben de muestrearse árboles que no presenten cicatrices visibles, ya que es posible que heridas mayores a 80 años hayan sido ocultadas en su totalidad y no se estarían considerando dichos árboles en la cronología de eventos. Además, basándose únicamente en arboles con heridas recientes puede llegar a sobreestimarse la actividad reciente de la caída de rocas.

En estudios previos a esta investigación realizados por Blais-Stevens y Hungr (2008), se menciona que en el periodo de 1850-2007 se presentaron 154 eventos de diferentes PRM, los cuales coinciden parcialmente con los resultados obtenidos en esta investigación. Blais-Stevens y Hungr (2008) recolectaron datos a partir registros históricos para conocer la cantidad y tipo de proceso geomorfológico en la carretera 99, ellos mencionan que se detonaron los deslizamientos debido al desarrollo de la carretera 99 y habitacional cercana a la misma a partir de 1950 con

los siguientes eventos por periodo: 1950-1959 (30), 1980-1989 (35), y de 1990-1999 (43). Dicha investigación fue basada en la búsqueda de documentos, periódicos, etc., por lo que pudo haber tenido una ausencia de datos antes de 1950, ya que previo a esa fecha, se tienen únicamente un evento por década, mientras que en el presente estudio se identificaron en el escarpe noroeste de Stawamus Chief 33 eventos de caída de roca entre 1850 y 1949; sin embargo, después de 1959 se identificó una reducción significativa de eventos, a pesar de que existió un alto desarrollo en la infraestructura de la provincia, pero para la década de 1990, Blais-Stevens y Hungr (2008) determinaron que fue el periodo con mayor número de PRM (43). Sin embargo, en el escarpe estudiado solamente se presentó un evento de caída de roca, no obstante, fue el evento donde se calculó el mayor índice de Shroder de toda la serie cronológica (60%).

El índice de Shroder ha sido utilizado ampliamente en las investigaciones dendrocronológicas como primera alternativa para realizar una evaluación de la frecuencia de eventos geomorfológicos, pero como otra alternativa a lo utilizado en esta investigación puede ser la metodología implementada por Perret et al. (2006) en Zchwarzenberg, Suiza, la cual es llamada *rockfall rate* (Stoffel et al. 2005). Para desarrollar esta metodología es necesario contar con el centro del árbol, el cual solamente se obtuvo en 23 muestras en esta investigación, también es necesario muestrear únicamente aquellos árboles que hayan sido afectados por la caída de rocas, y en la mayoría de los casos, los árboles en Stawamus Chief pudieron haber sido afectados por otro tipo de procesos geomorfológico como flujo de detritos, reptación, o inclinación del tronco. Por ello, se recomienda que para investigaciones posteriores se seleccionen únicamente árboles dañados por impactos de roca y la obtención del centro del árbol, a pesar de que no siempre es posible.

Los sismos pueden detonar diferentes tipos de deslizamientos, siendo la caída de roca el evento más susceptible y frecuente, dentro de un diámetro de influencia hasta de 400km (Stoffel et al., 2019). Para el caso del escarpe de Stawamus Chief, se determinó que existieron 14 sismos en el periodo de 1700-2004 (Figura 63) donde en tres ocasiones se presentaron deslizamientos, y dos tsunamis dentro de la CB. Además, dentro de ese diámetro de 400 km hubo coincidencia con tres eventos registrados en 1912, 1936, y 1946. Aunque sean pocos sismos los que han tenido una importancia en cuanto a la magnitud, se menciona que los sismos de la isla Queen Charlotte y la isla de Vancouver son los centros sísmicos más importantes para la activación de la caída de roca en Stawamus Chief (Ministry-of-Forest, 2015), siendo los años de 1700, 1912, y 1946 los que tuvieron actividad en esas zonas y que pudieron haber sido detonantes para los eventos de los años siguientes, ya que un sismo puede ser el precursor de un evento de caída de roca debido a que puede generar fracturas o aumentar las zonas de debilidad en la roca. Por otro lado, todos los demás sismos dentro de un diámetro de 400km pudieron

haber sido también detonadores de caída de rocas en los escarpes de Stawamus Chief.

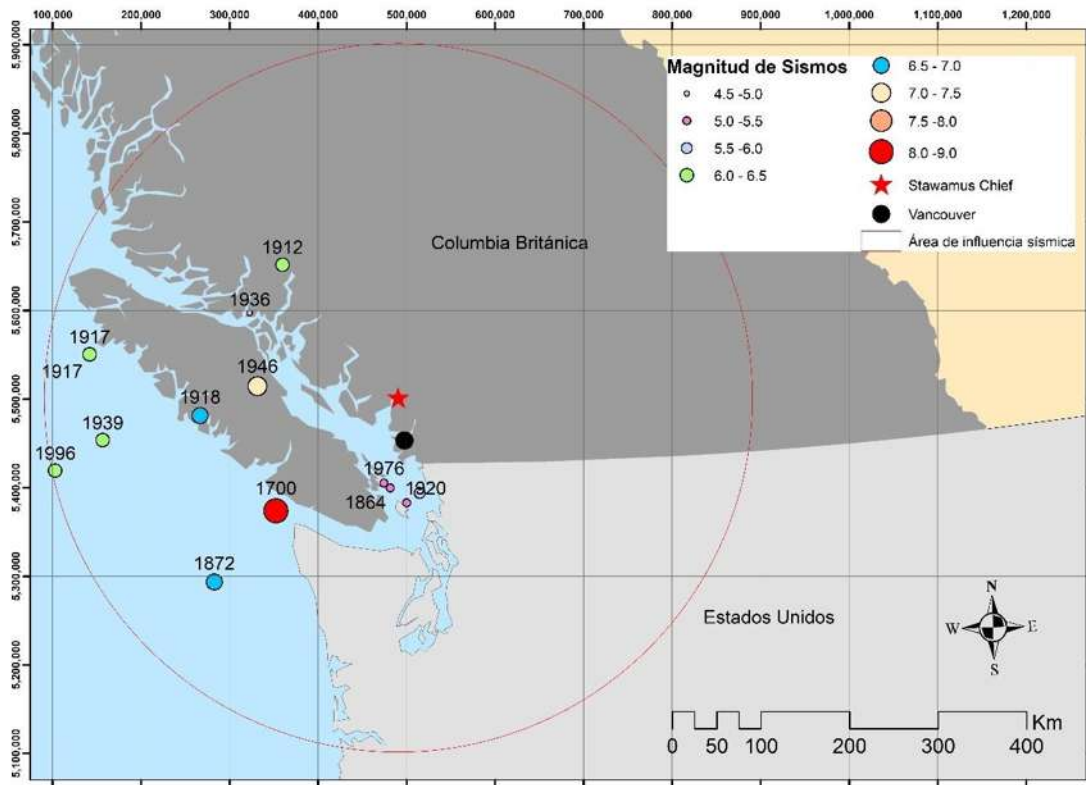


Figura 63. Distribución de sismos dentro de un diámetro de 400km con potencial a detonar deslizamientos.

A pesar de que los registros de las estaciones climatológicas a lo largo de la carretera 99 no son extensos, ni continuos, las estaciones climatológicas mantienen tendencias similares entre sí, por lo que es necesario que el registro de datos de un año contenga al menos un 90% para poder realizar análisis estadísticos de clima, de lo contrario debería ser desechado (Macciotta et al. 2017). Las estaciones que fueron utilizadas presentaron un 1% de datos faltantes de datos de precipitación; la estación con mayor cantidad de registro fue Squamish Airport con un total de 10,335 datos diarios y 1% de datos faltantes; el año que tuvo mayor número de datos faltantes fue 1994 con 5%, lo que indica que todo el periodo de años de esta estación, y las otras estaciones son estadísticamente confiables para desarrollar modelos de correlaciones entre la precipitación y la caída de roca.

De acuerdo con los datos de precipitación de las cuatro estaciones, en la zona de estudio las precipitaciones anuales varían entre 2000-2200 mm, presentándose eventos de alta precipitación en octubre y noviembre, y disminuyen en el mes de marzo, siendo este último mes cuando se presentan los procesos de deshielo y se

genera otro periodo de caída de roca importante. Los resultados son consistentes con lo identificado por Macciotta et al. (2017), quienes determinaron que en la región se detona la caída de roca con un mínimo de precipitación de 50 mm, el cual representa el 3% de la precipitación total anual, especialmente en laderas orientadas al noroeste. A partir del análisis de las estaciones cercanas a Stawamus Chief, se determinó que las lluvias presentes en tres días pueden ser de 50.8 mm hasta 238.3 mm, concordando con lo reportado por Macciotta et al. (2007). El detonante de la precipitación tiene gran importancia, ya que durante el periodo que abarcan los registros de precipitación, en todos los eventos se cumplió con un mínimo de 50 mm de precipitación como detonante para la caída de roca; incluso, en dos años se presentó el doble de la precipitación de noviembre, la cual coincide con el mes del año donde se presenta la mayor frecuencia de caída de rocas en la carretera 99, según lo reportado por Macciotta et al. (2017), siendo 1991 el segundo año con la mayor precipitación de la serie (273.8 mm) y el mayor índice de Shroder (60%). No obstante, la ocurrencia o acción de un factor detonante no debe desencadenar necesariamente un evento de caída de roca, sino que debe distinguirse correctamente entre la frecuencia del evento por sí solo y la frecuencia del factor detonante, ya que los efectos climatológicos no siempre tienen la misma probabilidad de generar un evento de caída de rocas (Delonca et al., 2014).

Debido a que el factor climatológico puede tener un gran impacto en desencadenar caída de roca en la zona de estudio, se determinó que el análisis debía sustentarse con lluvias acumuladas de tres y cinco días, ya que, acorde con Delonca et al. (2014), existe una mayor correlación entre las precipitaciones de cinco días y la caída de roca. Además, los procesos de hielo y deshielo pueden ocasionar caída de roca con un retraso de hasta dos días; en Squamish se han registrado temperaturas hasta de -15°C registradas en la estación Squamish STP Central y un total de 1,037 días con temperaturas menores a 0° , por lo que también este fenómeno pudo haber generado desprendimientos de rocas en el mes de marzo cuando la temperatura mínima es de -8°C y con máxima después de dos días de 7.5°C y variaciones promedio de temperatura de 13°C .

Puede existir un factor detonante en esta y otras zonas de estudio, el cual está ligado al cambio de uso de suelo en diferentes ambientes. Por ejemplo, la pérdida de permafrost desestabiliza el material aglutinante de los escarpes, y aunque se tiene conocimientos referentes al cambio de uso de suelo como detonante no ha habido estudios suficientes que permitan el entendimiento de sus relaciones. Por otro lado, en el oeste de Europa se tiene documentado que los cambios de uso de terreno promueven deslizamientos y se ha generado un programa de monitoreo por medio de cartografía (catastral, mapas topográficos, y fotografías aéreas) (López-Sáez et al., 2016). La metodología consta de un análisis de registros cartográficos multi temporal para comprender la evolución de los cambios de suelo y la presencia

de desprendimientos de rocas, simulación de trayectorias, y la estimación de la energía cinética y periodos de retorno.

La mitigación es una herramienta útil para disminuir los efectos negativos que pueden generar un evento geomorfológico, y en el distrito de Squamish-Lillooet se han llevado a cabo diferentes medidas a partir del conocimiento de fenómenos geomorfológicos. Por ejemplo, en el abanico de Charles Creek⁵ se tiene un registro histórico de al menos siete eventos desastrosos, siendo el 18 de septiembre de 1969 el evento más devastador de todos los registrados, el cual coincide con un evento en el escarpe de Stawamus Chief. A partir de este suceso se construyó una represa que retiene el material desplazado de este flujo de detritos, el cual cuenta además con un cauce de flujo permanente. Esta represa ha tenido un excelente funcionamiento, pues en noviembre del 2006, el cual también coincide con un evento de caída de roca en Stawamus Chief, un evento de flujo de detritos con un volumen de 20,000m³ fue retenido exitosamente por esta estructura. Las medidas de mitigación por parte de las autoridades comenzaron en la década de los 70's, debido a todos los eventos que sucedieron años anteriores y a las pérdidas de vidas en la carretera 99 (Blais-Stevens et al., 2008).

Se ha comprobado que la reducción del peligro por medio de la integración de objetos naturales y reforestación en áreas de riesgo de caída de roca es efectiva, pero dependen en gran medida del volumen del bloque desprendido, ya que los árboles reducen la aceleración de los bloques disminuyendo los efectos negativos tanto en elementos naturales como antropogénicos (Dupire et al., 2016; Moos et al., 2018). En el caso de Stawamus Chief se tiene un camino en la parte más baja del parque, Mamquam FSR, el cual se determinó en esta investigación que los bloques no suelen llegar hasta dicha zona, y aunque se encuentre a una distancia de 300m del escarpe, un evento de gran magnitud podría llegar a afectarlo, pero gracias a la densidad de árboles presentes en la zona, permite una protección a elementos más allá de ese límite.

A pesar de las acciones de mitigación y prevención impuestas por el gobierno se sabe que los deslizamientos representan una amenaza constante para los canadienses. Se estima un costo anual de \$200-400 millones en gastos directos e indirectos en los planes en contra de estos peligros. Los eventos de caída de roca que se han presentado en Canadá constan de pocos metros cúbicos hasta 10km³ por evento, siendo la precipitación y los sismos los principales detonantes de este fenómeno (Government-of-Canada, Natural Resources Canada, 2017).

Se reconoce que los macizos boscosos se relacionan con la protección a fenómenos geomorfológicos han sido ampliamente utilizados como medida de

⁵ Charles Creek se encuentra a 43km al sur de Squamish por la carretera 99.

prevención y mitigación, por lo que se podría evaluar la densidad forestal del parque con el objetivo de encontrar zonas que se encuentren despobladas y recolonizar de árboles para que las rocas se impacten ante estos elementos y adsorban la energía de los bloques disminuyendo velocidades o deteniéndolos en su totalidad. Los bosques como medida de mitigación son una alternativa natural ante la caída, ya que no solamente resulta económicamente factible, sino que brinda beneficios ambientales a la zona (Dupire et al., 2016; Bianchi et al., 2018). Además, se podrían determinar las trayectorias a partir del punto de desprendimiento, los golpes identificados en los árboles y conocer el comportamiento del bosque como medida de protección (Lan et al., 2018).

Los pueblos de Santa Coloma y Andorra la Vella, localizados en Solà d'Andorra, han experimentado diferentes eventos de caída de roca, flujo de detritos a lo largo de toda la pared del escarpe que está en contacto directo con los poblados. Las localidades se asentaron sobre depósitos de flujos de detritos, y en su mayoría sobre depósitos aluviales, mientras que los depósitos de caída de roca son el límite de los poblados. Este sitio ha experimentado eventos con bloques desde 0.5m³ hasta superiores a 32 m³, por lo que fueron instaladas en 1999 vallas de retención de rocas, a causa del evento de 1997 que afectó severamente la construcción y dejó gravemente herida a una persona (Moya et al., 2010). Por lo tanto, la instalación de vallas en los senderos cercanos al escarpe del parque provincial Stawamus Chief puede ser una alternativa ante las posibles caídas de rocas, sin embargo, se tendría que realizar la planificación y diseño de infraestructura verde, comprendiendo los patrones y procesos ecológicos y culturales del sitio para conocer el potencial y la integración del nuevo elemento al territorio natural conjugando servicios ecológicos, preventivos, de mitigación, sociales y ambientales al parque provincial (Forman, 1995).

En este trabajo se ha comprobado que el uso de métodos dendrocronológicos es útil como un acercamiento a la determinación de la peligrosidad y la actividad de los movimientos presentes en una ladera. Sin embargo, se sugiere continuar la investigación de peligros usando técnicas dendrogeomorfológicas. Por ejemplo, se sugiere estudiar las trayectorias a partir del punto de desprendimiento, los golpes identificados en los árboles y conocer el comportamiento del bosque como medida de protección (Lan et al., 2018). También es factible realizar la medición de las excentricidades de los árboles, lo cual es una metodología sensible a la comprensión de los movimientos de ladera y su estabilidad. Además, es posible determinar a un futuro próximo la peligrosidad de una ladera por medio de un monitoreo de las excentricidades de los árboles, siendo este otro sistema de alerta con zonas de riesgo (Wistuba et al., 2019). El análisis de excentricidades de árboles es una metodología que puede ser implementada en el área donde se desarrolló la presente investigación, ya que se observó una gran cantidad de árboles que

presentaban algún grado de inclinación, y aunque algunos eran debido a la presencia de bloques en sus bases, había otros que parecían ser inclinaciones debido a movimientos en el sustrato de sustento; así que, este podría ser otro punto de partida para estudiar el parque de Stawamus Chief en el futuro.

En muchas zonas montañosas, los anillos de los árboles suelen ser la única fuente de información que puede dar a conocer la frecuencia y distribución espacial de ciertos eventos geomorfológicos. En consecuencia, estos resultados pueden ser integrados en la estimación de peligros y riesgos abarcando periodos prolongados en comparación con las bases de datos de zonas bajo monitoreo. La limitante en la realización de estudios dendrogeomorfológicos es la pérdida de datos debido a eventos de alta magnitud, los cuales suelen ser devastadores de ciertas áreas, eliminando por completo los árboles y los datos que contenían, y aunque es posible realizar técnicas de *crossdating* entre árboles muertos y vivos, es posible que se haya perdido la información de la distribución espacial (Ballesteros et al., 2015). Dentro de los estudios de análisis de peligro de rocas es importante conocer la magnitud y distribución espacial de un evento máximo, pero debido a la pérdida de información, la dendrocronología tiene sus limitantes y presenta retos en investigación a futuro para estimar los eventos de altas magnitudes.

Conclusiones

El estudio de eventos por caída de roca en el parque provincial Stawamus Chief por medio de técnicas dendrogeomorfológicas fue de gran utilidad como herramienta en la estimación de la intensidad, frecuencia, distribución espacial, que son útiles en la realización de planes de prevención y mitigación de este peligro hacia los elementos vulnerables de la zona como son los visitantes del parque, los escaladores, los ciclistas, los caminos, e infraestructura cercana a los escarpes. Por lo tanto, el parque provincial tiene potencial de ser zona de estudio de eventos de caída de roca y otro tipo de fenómenos geomorfológicos, como: flujo de detritos, estabilidad de laderas, reptación.

En la serie cronológica de 167 años, se reconstruyeron 51 eventos de caída de roca donde el 14% de ellos pudieron haber sido detonados por algún sismo de magnitud igual o mayor a 6, y el 24% podrían haber sido detonados por eventos de precipitación acumulada de tres o cinco días asociados a valores de 50 mm y 119.3 mm.

Mediante el índice de Shroder, fue posible recrear los eventos de caída de roca por medio de un tamaño de muestra de 79 árboles, con los cuales se identificaron los años con mayor importancia de acuerdo con el índice de Shroder, los años con al menos un 35% fueron: 1855, 1865, 1892, 1925, 1951, 1991, 2015.

La obtención de muestras fue totalmente selectiva, buscando los árboles que tuvieron evidencias claras de haber sido afectados por golpes de rocas. Así que, existió una concentración clara en algunos espacios generando vacíos en algunas elevaciones y unidades de formas de relieve. Esto puede generar sobreestimaciones al momento de generar mapas de edades y periodos de retorno en el sistema de información geográfica, ya que existe un vacío de datos dentro de un mismo clúster.

De las cuatro especies muestreadas en Stawamus Chief se concluyó que las especies con el mayor potencial para registrar la caída de rocas son: *T. plicata*, puesto que presentó una mayor cantidad de marcas de disturbio de crecimiento como supresión abrupta de anillos y ductos resiníferos tangenciales. Sin embargo, debido a la dureza de la madera, fue la especie que presentó mayor dificultad para muestrear. La segunda especie con mejores cualidades de respuesta ante eventos de caída de roca fue *P. menziessi*, principalmente su crecimiento fue afectado por supresión abrupta. En futuras investigaciones, podría considerarse evaluar la excentricidad de los árboles debido a que con frecuencia se observaron troncos de árboles con una ligera inclinación, en algunos casos se presentaba en posición

contraria a la pendiente, ya sea por presiones generadas por fragmentos reposados en sus bases o por movimientos de la ladera.

Las formas de relieve del escarpe noroeste están dominadas por los taludes escalonados y los flujos de detritos, además, tendrían que ser evaluadas las demás unidades para conocer la distribución temporal de caída de roca y comparar las actividades entre zonas y así determinar cuáles son las unidades con mayor frecuencia y magnitud, por medio de la evaluación de árboles más longevos con cicatrices ocultas, y no únicamente aquellos que mostraran daños recientes.

Los árboles muestreados en la investigación fueron colectados en su mayoría en el talud escalonado, donde, además, se localizaron la mayoría de los golpes en los años donde se desarrollaron eventos importantes, seguido por la unidad de flujo de detritos. Sin embargo, es importante mencionar que la zona de muestreo no estuvo previamente enfocada a estas dos unidades, sino que, a causa del muestreo selectivo y la ausencia de información previa al muestreo, predominaron los árboles en dichas formas de relieve.

El muestreo dendrocronológico permitió generar una primera cronología de caída de rocas en el parque provincial Stawamus Chief, posibilitando generar mapas de periodos de retorno, los cuales son claves en la identificación de zonas con mayor peligro para los visitantes. Estos mapas pueden ser utilizados para determinar los senderos menos expuestos ante este peligro y en consecuencia minimizar el riesgo de la existencia de algún accidente.

Referencias

- Abbruzzese, J. M., & Labiouse, V. (2013). New Cadanav methodology for quantitative rock fall hazard assessment and zoning at the local scale. *Landslides*, 551-564.
- Alestalo, J. (1971). *Dendrochronological Interpretation of Geomorphic Processes*. Fennia: Helsinki.
- Anhert, F. (1996). *Introduction to geomorphology*. Londres: Arnold.
- Bachrach, T., Jakobsen, K., Kinney, J., Nishimura, P., Reyes, A., Laroque, C. P., & Smith, D. J. (2004). Dendrogeomorphological assessment of movement at Hilda rock glacier, Banff National Park, Canadian Rocky Mountains. *Geografiska Annaler*, 1-9.
- Backer, J. D., Jones, E., & Sprenger, C. B. (2019). Evidence of a historical frequent, low-severity fire regime in western Washington, USA. *Canadian Journal of Forest Research*, 575-585.
- Bagnouls, F., & Gaussen, H. (1952). L'indice xérothermique. *Bulletin de l'association de Géographes français*.
- Ballesteros Cánovas, J. A., Stoffel, M., St. George, S., & Hirschboeck, K. (2015). A review of flood records from tree rings. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 39(6), 794-816. doi:10.1177/0309133315608758
- Bell, J. (18 de Abril de 1989). Land swap may spare Shannon Falls. *The Squamish Times*, págs. 1-2.
- Berryman, J. G. (2007). Seismic waves in rocks with fluids and fractures. *Geophysical Journal International*, 171(2), 954-974. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03563.x
- Bianchi, E., Accastello, C., Trappmann, D., Blanc, S., & Brun, F. (2018). The Economic Evaluation of Forest Protection Service Against Rockfall: A Review of Experiences and Approaches. *Ecological Economics*, 154, 409-418. doi:10.1016/j.ecolecon.2018.08.021
- Black, B. A., Shaw, D. C., & Stone, J. K. (2010). Impacts of Swiss needle cast on overstory Douglas-fir forests of the western Oregon Coast Range. *Forest Ecology and Management*, 1673-1680.
- Blais-Stevens, A., & Hungr, O. (2008). Landslide hazards and their mitigation along the Sea to Sky Corridor, British Columbia. *Géorisques*, 594-604.
- Blais-Stevens, A., Behnia, P., Kremer, M., Page, A., Kung, R., & Bonham-Carter, G. (2012). Landslide susceptibility mapping of the Sea to Sky transportation corridor, British Columbia, Canada: comparison of two methods. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 71(3), 447-466. doi:10.1007/s10064-012-0421-z
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., & Palacios, D. (2010). Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatépetl volcano, Mexico. *The Holocen*, 265-274.
- Brewer, P. W., Velásquez, M. E., Sutherland, E. K., & Falk, D. A. (2017). *Fire History Analysis and Exploration System (FHAES) user manual*. Obtenido de <http://www.fhaes.org>
- Brooks, G. R. (1994). The Fluvial Reworking of Late Pleistocene Drift, Squamish River Drainage Basin, Southwestern British Colombia. *Géographie physique et Quaternaire*, 41, 51-68. doi: <https://doi.org/10.7202/032972ar>

- Budetta, P. (2004). Assessment of rockfall risk along roads. *NHESS*, 71-81.
- Busch, P. (3 de Septiembre de 1991). Floods and debris devastate Britannia and Cheekeye. *The Squamish Times*, págs. 1-2.
- Butler, D. R. (1987). Teaching General Principles and Applications of Dendrogeomorphology. *Journal of Geological Education*, 64-70.
- Caballero-Miranda, C. (20 de Marzo de 2018). "Asignatura De Ciencias de la Tierra". México, México: Universidad Autónoma de México.
- Calvo-Rathert, M. (22 de Enero de 2013). Unión Geofísica Mexicana. *Gaceta UGM*. Obtenido de Unión Geofísica Mexicana: <https://ugm.org.mx/wordpress/paleomagnetismo-y-el-estudio-del-campo-magnetico-terrestre/>
- Camarero, J. J., Guerrero Campo, J., & Gutiérrez, E. (1998). Tree-ring growth and structure of *Pinus uncinata* and *Pinus sylvestris* in the Central Spanish Pyrenees. *Arctic and Alpine Research*, 1-10.
- Camarero, J., Guerrero-Campo, J., & Gutiérrez, E. (1998). Tree-ring Growth and Structure of *Pinus uncinata* and *Pinus sylvestris* in the Central Spanish Pyrenees. *Arctic and Alpine Research*, 1-10.
- Canada, G. o. (19 de Octubre de 2018). *Natural Resources*. Obtenido de Natural Resources: <https://earthquakescanada.nrcan.gc.ca/historic-historique/GSCOF5539/index-en.php>
- Carlón Allende, T., Villanueva Días, J., Mendoza, M. E., & Pérez Salicrup, D. R. (2018). Climatic Signal in Earlywood and Latewood in Conifer Forests in the Monarch Butterfly Biosphere Reserve, Mexico. *The Ring Research*(74), 63-75. doi: <https://doi.org/10.3959/1536-1098-74.1.63>
- CENAPRED. (2014). *Diagnóstico de Peligros e Identificación de Riesgos de Desastres en México*. México: Centro Nacional de Prevención de Desastres.
- Clague, J. J., & Bodrowsky, P. T. (2010). International Year of Planet Earth 8. Natural Hazards in Canada. *Geoscience Canada*, 17-37.
- Columbia, B. (1 de Marzo de 2019). *British Columbia*. Obtenido de British Columbia: <https://www2.gov.bc.ca/gov/content/data/statistics/people-population-community/population/population-estimates>
- Construction boom undar way in Squamish . (3 de Junio de 1973). *The Squamish Time*, pág. 1.
- Corominas, J., & Moya, J. (2008). A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology*, 193-213. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.018>
- Corominas, J., & Moya, J. (2010). Geomorphology Contribution of dendrochronology to the determination of magnitude – frequency relationships for landslides. *Geomorphology*, 137-149. doi:[10.1016/j.geomorph.2010.09.001](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.001)

- Corona , C., López Saez, J., & Stoffel, M. (2014). Defining optimal sample size, sampling design and thresholds for dendrogeomorphic landslide reconstructions. *Quaternary Geochronology*, 22, 72-84. doi:10.1016/j.quageo.2014.02.006
- Couture, R., & Riopal, S. (2008). *Landslide inventory along a proposed gas pipeline corridor between Inuvik and Tulita, Mackenzie Valley, Northwest Territories*. Geological Surver of Canada Open File 5740.
- De Campos, C. P., Muyleart, M. S., & Rosa, L. P. (2005). Historical CO2 emission and concentrations due to land use change of croplands and pastures by country. *Science of the Total Environment*, 149-155.
- Delonca, A., Gunzburger, Y., & Verdel, T. (2014). Statistical correlation between meteorological and rockfall databases. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(8), 1953-1964. doi:10.5194/nhess-14-1953-2014
- Dorren, L., Berger, F., Jonsson, M., Krautblatter , M., Mölk, M., Stoffel , M., & Wehrli, A. (2007). State of the art in rockfall – forest interactions. *Schweizerische Zeitschrift fur Forstwesen*, 159(6), 128-141. doi:10.3188/szf.2007.0128
- Dorren, L., Berger, F., Jonsson, M., Krautblatter, M., Moelk, M., Stoffel, M., & Wehrli, A. (2007). State of the art in rockfall-forest interaction. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen*, 128–141.
- Dorren, L., Berger, F., Le Hir, C., Mermin, E., & Tardif, P. (2005). Mechanisms effects and management implications of rockfall in forest. *For. Ecol. Manag.*, 183-195.
- Dupire, S., Bourrier, F., Monnet, J. M., Bigot, S., Borgniet, L., Berger, F., & Curt, T. (2016). The protective effect of forests against rockfalls across the French Alps: Influence of forest diversity. *Forest Ecology and Management*, 382, 269-279. doi:10.1016/j.foreco.2016.10.020
- Edmaier, B. (2004). *Earthsong*. Londres: Phaidon Press.
- E-Flora-BC. (6 de Junio de 2019). *Electronic Atlas of the Flora of British Columbia*. Obtenido de Electronic Atlas of the Flora of British Columbia: <http://ibis.geog.ubc.ca/biodiversity/eflora/E-FloraTreesofBritishColumbia.html>
- Elleouet, J. S., & Aitken, S. N. (2019). Long-distance pollen dispersal during recent colonization favors a rapid but partial recovery of genetic diversity in *Picea sitchensis*. *New Phytologist*, 1088-1100.
- ESRICanadaEd. (5 de Noviembre de 2013). *ESRI*. Obtenido de ESRI: <https://www.arcgis.com/home/item.html?id=dcabcd86939548af81efbd2d732336db>
- Evans, S., & Hungr, O. (2009). The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 620-636.

- Fath, J., Clague, J. J., & Friele, P. (2018). Influence of a large debris flow fan on the late Holocene evolution of Squamish River, southwest British Columbia, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 331-342. doi:10.1139/cjes-2017-0150
- Fath, K. J. (2014). *Late Holocene history of Squamish River north of Brackendale, British Columbia (tesis de maestría)*. Vancouver: Simon Fraser University.
- Ferrari, F., Giacomini, A., Thoeni, K., & Lambert, C. (2017). Qualitative evolving rockfall hazard assessment for highwalls. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 88-101.
- Ferrero, A. M., Migliazza, M., Roncella, R., & Segalini, A. (2011). Rock cliffs hazard analysis based on remote geostructural surveys: The Campione del Garda case study (Lake Garda, Northern Italy). *Geomorphology*, 457-471.
- FONDEN. (2012). *FONDEN*. México: Banco Internacional de Reconstrucción y Fomento.
- Forman, R. (1995). *Land mosaics: the ecology of landscapes and regions*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Franco Ramos, O., Stoffel, M., & Vázquez Selem, L. (2017). Tree-ring based reconstruction of rockfalls at Cofre de Perote volcano, Mexico. *Geomorphology*, 142-152.
- Franklin, J. (1997). Senior SA. The Ontario rockfall hazard rating system. 647-658. Athens: Proceedings of the tge conference on Engineering Geology and Environment.
- Frattini, P., Crosta, G., Carrara, A., & Agliardi, F. (2008). Assessment of rockfall susceptibility by integrating statistical and physically-based approaches. *Geomorphology*, 94, 419-437. doi:10.1016/j.geomorph.2006.10.037
- Fritts, H. C. (1976). *Tree Rings and Climate*. Tucson: University of Arizona.
- Gariano, S. L., & Guzzetti, F. (2016). Landslides in a changing climate. *Earth-Science Reviews*, 162, 2207-252.
- Gedalof, Z., & Smith, D. J. (2001). Dendroclimatic response of mountain hemlock (*Tsuga mertensiana*) in Pacific North America . *Canadian Journal of Forest Research*, 322-332.
- Geological-Survey-of-Canada. (1969). *Geology*. Ottawa: Geological Survey of Canada.
- Geological-Survey-of-Canada. (2015). Historical landslides that have been resulted in fatalities in Canada (1771-2014). Ottawa: Geological Survey of Canada. doi:https://doi.org/10.4095/296421
- Google. (25 de Abril de 2019). *Google Earth*. Obtenido de Google Earth.
- Google. (18 de Abril de 2019). *Google Maps*. Obtenido de Google Maps: <https://www.google.com.mx/maps/dir/Squamish,+BC,+Canada/Vancouver,+BC,+Canada/@49.479602,-123.3898815,9.73z/data=!4m14!4m13!1m5!1m1!1s0x5486f815ac782d73:0xafa96868495a11db!2m2!1d->

123.1558121!2d49.7016339!1m5!1m1!1s0x548673f143a94fb3:0xbb9196ea9b81f38b!2m
2

Government-of-Canada. (31 de Julio de 2019). *British Columbia*. Obtenido de British Columbia BC Park: <http://www.env.gov.bc.ca/bcparks/explore/parkpgs/stawamus/#Nature>

Government-of-Canada. (2020, Febrero 03). *Hidrometric Data Search: Government of Canada*. Retrieved from Government of Canada: https://wateroffice.ec.gc.ca/report/data_availability_e.html?type=historical&station=08GA022¶meter_type=Flow+and+Level

Government of Canada. (21 de Marzo de 2019). *Canadian Climate Normals*. Obtenido de Canadian Climate Normals: http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_e.html?searchType=stnProv&lstProvince=BC&txtCentralLatMin=0&txtCentralLatSec=0&txtCentralLongMin=0&txtCentralLongSec=0&stnID=341&dispBack=0

Government-of-Canada. (15 de Diciembre de 2017). *Natural Resources Canada*. Obtenido de Natural Resources Canada: <https://www.nrcan.gc.ca/hazards/landslides>

Government-of-Canada. (6 de Junio de 2019). *British Columbia*. Obtenido de Ministry of Forests, Lands and Natural Resource Operations Region & District Contacts: <https://www2.gov.bc.ca/gov/content/industry/forestry/managing-our-forest-resources/ministry-of-forests-lands-and-natural-resource-operations-region-district-contacts>

Government-of-Canada. (6 de Junio de 2019). *Predominant Species*. Obtenido de Predominant Species: <https://www.for.gov.bc.ca/hfd/pubs/docs/mr/mr112/page08.htm>

Grissino-Mayer, H. D. (2001). Evaluating Crossdating Accuracy: A Manual and Tutorial for the Computer Program COFECHA. *Tree-Ring Research*, 205-221.

Gsteiger, P. (1989). *Steinshlag, Wald, Relief. Empirische Grunlagen zur Steinschlagmodellierung. (Diploma Thesis)*. Berne: Universidad de Berne.

Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid: Pearson Education.

High winds hit Squamish area. (1 de Febrero de 1951). *The Squamish Advance*, págs. 1-1.

Holm, K., & Jakob, M. (2009). Long rockfall runout , Pascua Lama , Chile. *NRC Research Press*, 225-230.

Holm, K., & Jakob, M. (2009). Long rockfall runout, Pascua Lama, Chile. *Canadian Geotechnical Journal*, 225-230. doi:10.1139/T08-116

Hooke, J. M. (2019). Changing landscapes: Five decades of applied geomorphology. *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2019.06.007

Hungr, O., Evans, S. G., & Hazzard, J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 224-238.

- Image Analysis for Plant Science. (19 de Abril de 2019). *Regent. Regent Instruments Inc.* Obtenido de Regent. Regent Instruments Inc.:
https://www.regentinstruments.com/assets/windendro_about.html
- Jahn, J. (1988). Entwaldung und Steinschlag. *Proceedings of the International Congress Interpraevent*, 185-198.
- Jakob, M., & Friele, P. (2010). Geomorphology Frequency and magnitude of debris flows on Cheekye River, British Columbia. *Geomorphology*, 114, 382-395.
 doi:10.1016/j.geomorph.2009.08.013
- Keefer, D. (1984). Landslides caused by earthquakes. *GSA Bulletin*, 406–421.
 doi:[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<406:LCBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<406:LCBE>2.0.CO;2)
- Keller, E. A., & DeVecchio, D. E. (2012). *Natural Hazards: earth's processes as hazards, disasters, and catastrophes* /. New Jersey: Pearson.
- Lafortune, M., Filion, L., & He'tu, B. (1997). Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). *Géographie Physique et Quaternaire*, 51, 1-15.
- Lafortune, M., Filion, L., & He'tu, B. (1997). Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). *Géographie Physique et Quaternaire*, 51, 1-15.
- Lamadrid, J., & Horta, R. (1984). *Geomorfología*. La Habana: Pueblo y Educación.
- Lamadrid, M. J., & Horta-Carballal, R. (1984). *Geomorfología*. La Habana: Pueblo y Educación.
- Lan, H., Martin, C. M., Zhou, C., & Lim, C. H. (2010). Rockfall hazard analysis using LiDAR and spatial modeling. *Geomorphology*, 213-223.
- Lee, E. H., Beedlow, P. A., Washman, R. S., Tingey, D. T., Wickman, C., Cline, S., . . . Carlile, C. (2016). Douglas-fir displays a range of growth responses to temperature, water, and Swiss needle cast in western Oregon, USA. *Agricultural and Forest Meteorology*, 176-188.
- Leir, M., Mitchel, A., & Ramsey, S. (2004). Regional landslide hazard susceptibility mapping for pipelines in British Columbia. Québec: Proceedings of 57th Canadian geotechnical conference.
- Lim, C. H., Martin, C. D., & Herd, E. P. (2004). Rock fall hazard assessment along railways using GIS. *CD-ROM Proc. 57th Canadian Geotechnical Conference*, 1-8.
- López-Saez, J., Corona, C., Eckert, N., Stoffel, M., Bourrier, F., & Berger, F. (2016). Impacts of land-use and land-cover changes on rockfall propagation: Insights from the Grenoble conurbation. *Science of the Total Environment*, 547, 345-355.
 doi:10.1016/j.scitotenv.2015.12.148
- Luckman, B. H., & Fiske, C. J. (1995). Estimating long-term rockfall accretion rates by lichenometry. In Slaymaker O. (Ed). *Steepland Geomorphology*, 233-255.

- Macciotta, R., Hendry, M., Cruden, D. M., Blais-Stevens, A., & Edwards, T. (2017). Quantifying rock fall probabilities and their temporal distribution associated with weather seasonality. *Landslides*, 2025-2039. doi:10.1007/s10346-017-0834-7
- Maerz, N. H., Youseef, A., & Fennessey, T. W. (2005). New risk-consequencie rockfall hazard rating system for Missouri higways using ditial image analysis. *Environmental Engineering Geoscience*, 229-249.
- Marcinkowski, K., Peterson, D. L., & Ettl, G. J. (2015). Nonstationary temporal response of mountain hemlock growth to climatic variability in the North Cascade Range, Washington, USA. *Canadian Journal of Forest Research*, 676-688.
- Martin, J., Looker, N., Hoylman, Z., Jensco, K., & Hu, J. (2018). Differential use of winter precipitation by upper and lower elevation Douglas fir in the Northern Rockies. *Global Change Biology*, 5607-5621. doi:10.1111/gcb.14435
- Martin, J., Looker, N., Hoylman, Z., Jensco, K., & Hu, J. (2018). Differential use of winter precipitation by upper and lower elevation Douglas fir in the Northern Rockies. *Global Change Biology*, 5607-5621.
- Martínez-Graña, A., Silva, P. G., Goy, J. L., Elez, J., Valdés, V., & Zazo, C. (2017). Geomorphology applied to landscape analysis for planning and management of natural spaces. Case study: Las Batuecas-S. de Francia and Quilamas natural parks, (Salamanca, Spain). *Science of the Total Environment*, 175-188. doi:10.1016/j.scitotenv.2017.01.155
- Meadows, D. H., Meadows, D. L., Randers, J., & Behrens III, W. W. (1972). *The Limits of Growth*. NewYork: Universe Book.
- Mendoza-Cantú, M., & Carlon-Allende, T. (22 de Abril de 2019). "Dendrocronología y paisaje". Morelia, Michoacán, México: CIGA.
- Ministry-of-Forest. (2015). *This report is to document , in a signed and sealed report , my investigation , conclusions and recomendations*. Vancouver: Ministry of Forest, Lands and Natural Resources.
- Ministry-of-Forest, L.-a.-N.-R.-O. (6 de Junio de 2019). *British Columbia*. Obtenido de British Columbia: <https://www.for.gov.bc.ca/rco/>
- Moore, D. P., & Mathews, W. H. (1978). The Rubble Creek landslide, southwestern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1039-1052. doi: <https://doi.org/10.1139/e78-112>
- Moos, C., Dorren, L., & Stoffel, M. (2017). Quantifying the effect of forests on frequency and intensity of rockfalls. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 291-304.
- Morales Jasso, G. (2017). Las ciencias ambientales. Una caracterización desde la epistemología sistémica. *Nova Scientia*, 646 - 697.
- Morales-Manilla, L. M. (2013). *The definition of a minimum set of spatial relations*. Morelia: CIGA, Universidad Nacional Autónoma de México.

- Morel, P., Trappmann, D., Corona, C., & Stoffel, M. (2015). Defining sample size and sampling strategy for dendrogeomorphic rockfall reconstructions. *Geomorphology*, 79-89.
- Moya, J., Corominas, J., Pérez-Arcas, J., & Baeza, C. (2010). Tree-ring based assessment of rockfall frequency on talus slopes at Solà d'Andorra, Eastern Pyrenees. *Geomorphology*, 393-408.
- Natural-Resources-Canada. (Mayo de 2018). *Natural Resources Canada*. Obtenido de Natural Resources Canada: http://earthquakescanada.nrcan.gc.ca/historic_eq/15-19th/1700/1700_e.php
- O'Connell, J., & Finlayson, J. (2005). Landslide susceptibility along the Sea to Sky Highway. Advanced Issues in GIS, at the University of British Columbia, Vancouver. Obtenido de <http://www.geog.ubc.ca/courses/geob370/students/class05/joconnel/>
- Pacific-Climate-Impacts-Consortium. (22 de Septiembre de 2019). *Pacific Climate*. Recuperado el 22 de Septiembre de 2019, de Pacific Climate: <https://data.pacificclimate.org/portal/pcds/map/>
- Perret, S., Stoffel, M., & Kienholz, H. (2006). Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps - A dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*(74), 219-231. doi:10.1016/j.geomorph.2005.08.009
- Pierson, L. A., Davis, S. A., & Van Vickle, R. (1990). Rockfall Hazard Rating System, Implementation Manual. *Report FHWA-OR-EG-90-01*. Oregon, E.U.A: Federal Highway Administration (FHWA), U.S. Dep. of Transp.
- Rapp, A. (1960). Recen devolpment of mountain slopes in Kärkevagge and sorroundings, Northern Scandinavia. *Geogr. Ann*, 65-200.
- Rigling, A., Schneiter, G., Bräker, O., & Schweingruber, F. H. (2002). Intra-annual tree-ring parameters indicating differences in drought stress of *Pinus sylvestris* forests within the Erico-Pinion in the Valais (Switzerland). *Plant Ecology*, 105-121. doi:10.1023/A:1020355407821
- Riopel, S., Couture, R., & Tewari, K. (2006). Mapping susceptibility to landslides in a permafrost environment: case study in theMackenzie Valley, Northwest Territories. *GeoTech Event 2006*, 18-21.
- Robineson, W. J., & Evans, R. (1980). A Microcomputer-Based Tree-Ring Measuring System. *Tree-Ring Bull*, 59-63.
- Sanborn, P., Geerstsema, M., Jull, T., & Hawkes, B. (2006). Soil and sedimentary charcoal evidence for Holocene forest fires in an inland temperate rainforest, east-central British Columbia, Canada. *Holocene*, 415-427.
- Sassa, K., Fukouka, H., Wang, F., & Wong, G. (2005). *Landslides. Risk Analysis and Sustainable Disaster Management. Proceedings of the First General Assembly of the International Consortium on Landslides*. Berlin: Springer.

- Schneuwly, D. M., & Stoffel, M. (2008). Spatial analysis of rockfall activity, bounce heights and geomorphic changes over the last 50 years - A case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 522-531.
- Schweingruber, F. H. (1996). *Tree Rings and Environment. Dendroecology*. Stuttgart, Wien: Paul Haupt, Bern.
- Schweingruber, F. H., Eckstein, D., Serre-Bachet, F., & Bräcker, O. U. (1990). Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia*, 9-38.
- Selby, M. J. (1985). *Earth's changing surface: an introduction to geomorphology*. Oxford: Clarendon Press.
- Shroder, J. F. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 168-185.
- Šilhán, K. (2017). Evaluation of growth disturbances of *Picea abies* (L.) Karst. to disturbances caused by landslide movements. *Geomorphology*, 51-58.
- Šilhán, K. (2019). Tree-ring eccentricity in the dendrogeomorphic analysis of landslides – A comparative study. *Catena*, 1-10.
- Šilhán, K., Pánek, T., & Hradechý, J. (2012). Tree ring analysis in the reconstruction of slope instabilities associated with earthquakes and precipitation (the Crimean Mountains, Ukraine). *Geomorphology*, 173-174, 173-184. doi:10.1016/j.geomorph.2012.06.010
- Singh, Y. K. (2006). *Environmental Science*. Uttar Pradesh: NEW AGE INTERNATIONAL.
- Solomina, O. N. (2002). Dendrogeomorphology: research requirements. *Dendrochronologia*, 233-245.
- Speer, J. H. (2010). *Fundamentals of Tree-Rings Research*. Bloomington: Indiana State University.
- Speer, J. H., Shah, S. K., Truettner, C., Pacheco, A., Bekker, M. F., Dukpa, D., . . . Tenzin, K. (2019). Flood history and river flow variability recorded in tree rings on the Dhur River, Bhutan. *Dendrochronologia*, 1-7.
- Squamish, D. o. (9 de Junio de 2020). *Squamish Hardwire for Adventure*. Obtenido de Squamish Hardwire for Adventure: <https://squamish.ca/our-services/emergency-program/hazards/debris-flow/>
- Stahle, D. W., Cook, E. R., Burnette, D. J., Villanueva, J., Cerano, J., Burns, J. N., . . . Howard, I. M. (2016). The Mexican Drought Atlas: Tree-ring reconstructions of the soil moisture balance during the late pre-Hispanic, colonial, and modern eras. *Quaternary Science Reviews*, 34-60.
- Statics Canada. (02 de Abril de 2020). *Statics Canada*. Recuperado el 02 de Abril de 2020, de Statics Canada: <https://www150.statcan.gc.ca/n1/pub/12-581-x/2017000/pop-eng.htm?fbclid=IwAR0T7ZSbrACRaESapb64IOjCvSrjrd-5PE56Q2PDr5eS7Q4-UO5kn4zL4gU>

- Statics-Canada. (31 de Marzo de 2019). *British Columbia*. Obtenido de British Columbia: <https://www2.gov.bc.ca/gov/content/data/statistics/people-population-community/population/population-estimates>
- Stoffel, M. (2006). A review of studies dealing with tree rings and rockfall activity: The role of dendrogeomorphology in natural hazard research. *Natural Hazards*, 51-70. doi:10.1007/s11069-005-2961-z
- Stoffel, M., & Bollschweiler, M. (2008). Tree-ring analysis in natural hazards research-an overview. *Natural Hazards and Earth System Science*, 187-202.
- Stoffel, M., Ballesteros Cánovas, J. A., Luckman, B. H., Casteller, A., & Villalba, R. (2019). Tree-ring correlations suggest links between moderate earthquakes and distant rockfalls in the Patagonian Cordillera. *Scientific Reports*, 1-9. doi:10.1038/s41598-019-48530-5
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D. R., & Luckman, B. M. (2010). *Tree Rings and Natural Hazards*. London: Springer.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Leutwiler, A., & Aeby, P. (2008). Tree-Ring Reconstruction of Debris-Flow Events Leading to Overbank Sedimentation on the Illgraben Cone (Valais Alps , Switzerland). *The Open Geology Journal*, 18-29.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D. R., & Luckman, B. H. (2009). What Tree Rings Can Tell About Earth-Surface Processes: Teaching the Principles of Dendrogeomorphology. *Geography Compass*, 1013-1037.
- Stoffel, M., Butler, D. R., & Corona, C. (2017). Mass movements and tree rings: A guide to dendrogeomorphic field sampling and dating. *Geomorphology*, 106-120.
- Stoffel, M., Schneuwly, D., Bollschweiler, M., Lièvre, I., Delaloye, R., Myint, M., & Monbaron, M. (2005). Analyzing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest - A case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 224-241. doi:10.1016/j.geomorph.2004.11.017
- Storm drain for Squamish. (15 de Marzo de 1956). *The Squamish Advance* , pág. 1.
- Strunk, H. (1997). Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, 137-151.
- Subromanian, V. A. (2002). *A text book in environmental science*. India: Alpha Science International.
- Szabó, J., Dávid, L., & Lóczy, D. (2010). *A guide to man-made landforms*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- The-World-Bank. (2010). *Natural Hazards, Unnatural Hazards. The Economics of Effective Prevention*. Washington: The United Nations.
- Thompson, N. P., Lewis, K. J., & Poirier, L. M. (2018). Adjacency to a harvest trail increases drought resistance of interior Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* var. *glauca*) in partially harvested stands in central British Columbia. *Canadian Journal of Forest Research*, 809-820.

- TransCanada-FoundLocally-Inc. (6 de Diciembre de 2019). *TransCanada FoundLocally Inc.* Obtenido de TransCanada FoundLocally Inc.:
https://www.transcanadahighway.com/britishcolumbia/British_Columbia-Trans-Canada_Highway_History-Sea_to_Sky_Highway.asp
- Trappmann, D., Corona, C., & Stoffel, M. (2013). Rolling stones and tree ring: a state of research on dendrogeomorphic reconstructions of rockfall. *Progress in physical geography*, 701-716.
- Trenhaile, A. S. (2007). *Geomorphology: a Canadian Perspective*. 114-116. Oxford: Oxford University Press.
- Tricart, J. (1968). *Précis de la géomorphology. Tome 1. Géomorphology structurale*. Paris: SEDES.
- UNFPA. (2007). *Estado de la población mundial 2007*. Naciones Unidas: Fondo de Población de las Naciones Unidas.
- Varnes, D. J. (1984). *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. Paris: UNESCO.
- Vázquez Castellar, N. M., & Castro Rubio, Z. F. (2017). *Análisis del comportamiento de variables meteorológicas en el departamento del Atlántico en los últimos 30 años (tesis de licenciatura)*. Barranquilla: Universidad abierta y a distancia. Escuela de ciencias agrícolas, pecuarias y del medio ambiente.
- Vila, B., Guibal, F., Torre, F., & Martin, J.-L. (2004). Assessing spatial variation in browsing history by means of fraying scars. *Journal of Biogeography*, 987-995.
- Wistuba, M., Malik, I., & Baudra, J. (2019). Tree rings as an early warning against catastrophic landslides: Assessing the potential of dendrochronology for determining slope stability. *Dendrochronologia*, 53, 82-94. doi:10.1016/j.dendro.2018.12.002
- Yang, X., Strahler, A. H., Schaaf, C. B., Jupp, D. J., Yao, T., Zhao, F., . . . Ni-Meister, W. (2013). Three-dimensional forest reconstruction and structural parameter retrievals using a terrestrial full-waveform lidar instrument (Echidna®). *Remote Sensing of Environment*, 36-51. doi:10.1016/j.rse.2013.03.020
- Zielonka, A., & Wrońska-Wałach, D. (2019). Can we distinguish meteorological conditions associated with rockfall activity using dendrochronological analysis? - An example from the Tatra Mountains (Southern Poland). *Science of The Total Environment*, 422-433. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.01.243
- Zinck, J. A. (2012). *Geopedología. Elementos de geomorfología para estudios de suelos y de riesgos naturales*. Enschede: ITC Special Lecture Notes Series.
- Zonneveld, I. S. (1989). The land unit - A fundamental concept in landscape ecology, and its applications. *Landscape Ecology*, 3(2), 67-86. doi:10.1007/BF00131171